MEMORIE

DELLA

SOCIETÀ ITALIANA DI SCIENZE NATURALI

E DEL

MUSEO CIVICO DI STORIA NATURALE

DI MILANO

SMITHSONIAN INSTITUTION
274322
U. S. NATIONAL MUSEUM

VOLUME VIII

CON 15 TAVOLE

MILANO

1915-1917

PAVIA
PREMIATA TIPOGRAFIA SUCC. FRAT. FUSI
LARGO DI VIA ROMA N. 7
—
1917

INDICE DEL VOLUME VIII

Fascicolo I (1915).

Repossi E. — La bassa Valle della Mera. Parte I (Tav. 1-3) . . . *Pag.* 1

Fascicolo II (1916)

Repossi E. — La bassa Valle della Mera. Parte II (Tav. 4-12) . . . » 47

Fascicolo III (1917)

Airaghi C. — Sui molari di elefante delle alluvioni lombarde con osservazioni sulla filogenia e scomparsa di alcuni proboscidati (Tav. 13-15). . . . . » 187

SOCIETÀ ITALIANA DI SCIENZE NATURALI
E
MUSEO CIVICO DI STORIA NATURALE DI MILANO

MEMORIE
Volume VIII - Fascicolo I.

LA BASSA VALLE DELLA MERA

STUDI PETROGRAFICI E GEOLOGICI

PARTE I.ª

Con 3 tavole

EMILIO REPOSSI

PAVIA
PREMIATA TIPOGRAFIA SUCCESSORI FRATELLI FUSI
Largo I° di Via Roma
—
1915

LA BASSA VALLE DELLA MERA

STUDI PETROGRAFICI E GEOLOGICI

SOCIETÀ ITALIANA DI SCIENZE NATURALI
E
MUSEO CIVICO DI STORIA NATURALE DI MILANO

MEMORIE
Volume VIII - Fascicolo I.

LA BASSA VALLE DELLA MERA

STUDI PETROGRAFICI E GEOLOGICI

PARTE I.ª

Con 3 tavole

EMILIO REPOSSI

PAVIA
PREMIATA TIPOGRAFIA SUCCESSORI FRATELLI FUSI
Largo 1° di Via Roma
—
1915

BIBLIOTECA

Introduzione.

Il granito di Riva e di Novate nella bassa valle della Mera, detto altre volte « granito di Riva », ed ora di « S. Fedelino » [1]), dal nome del piccolo e grazioso tempietto millenario di S. Fedele sulla sponda destra del lago di Mezzola, è noto da molto tempo al costruttore. Con esso infatti erano selciate le vie di Milano ai tempi napoleonici, e nel primo quarto dello scorso secolo si richiamava ancora su di esso l'attenzione degli imprenditori, eccitandoli a servirsene in luogo del granito di Baveno e di Montorfano, allora fuori dei confini dello stato [2]).

Ma la conoscenza petrografica e geologica approfondita di questa bella roccia non si può dire sino ad oggi compiuta, poi che i pochissimi lavori che di proposito se ne occupino risalgono a tempi in cui i moderni metodi d'indagine scientifica cominciavano appena ad esser noti e diffusi.

Questa la ragione per la quale già da qualche anno ho intrapreso lo studio ed il rilievo della bassa valle della Mera e principalmente delle sponde del laghetto di Mezzola. Scopo mio l'esame delle condizioni geologiche e petrografiche del granito di S. Fedelino e dei probabili fenomeni di contatto prodotti da esso sulle formazioni adiacenti. Ma, come suole accadere in questo genere di studi forse più che in qualunque altro, nel corso del lavoro il campo di ricerca venne gradualmente allargandosi, sia per la inattesa complicazione geologica e petrografica della zona comprendente le varie masse granitiche, sia per le notevoli relazioni che vennero svelandosi tra tale zona e le vicine, e pei problemi con queste connessi. Di guisa che l'attenzione mia, pur mantenendosi principalmente fissa al primo obbietto, e principalmente rivolta alla pura indagine petrografica, fu a mano a mano attratta sulle regioni confinanti con quella dapprima studiata, non solo lungo le linee

---

[1]) Nelle pubblicazioni più antiche il granito della bassa valle della Mera si trova indicato col nome di « granito di Riva », e ciò non solo perchè in questa località esistevano le cave forse più antiche, ma anche perchè assai probabilmente sulle sponde del così detto « Pozzo della Riva », propaggine più settentrionale del lago di Mezzola, si caricava il materiale proveniente da tutte le cave per il trasporto per via d'acqua. Il nome di « granito di S. Fedelino » compare solo in tempi relativamente recenti, quantunque si sappia che le cave, piccole però ed ora completamente abbandonate, praticate sulla riva destra del lago, presso l'antichissima chiesuola di S. Fedelino, fossero aperte alla fine del secolo decimottavo.

Il nome di « granito di Riva » è usato, fra i geologi, dallo Studer e dal Theobald, per indicare il « granito di S. Fedelino » mentre questi autori chiamano « granito di val Codera » (*Codera-Granit*) il serizzo dell'alta valle Codera.

In luogo è noto anche il « granito di Samolaco », cavato altre volte, in piccolissima scala però, in vicinanza di Somaggia. Si tratta di una propaggine, finora non nota nella letteratura della regione, del granito di S. Fedelino.

[2]) Vedi D. Bertolotti. *Viaggio ai tre laghi di Como di Lugano e Maggiore*. Ed. III, con aggiunte sulle valli dello Stelvio e dello Spluga. Como, 1825.

La notizia che il granito di S. Fedelino era usato ai tempi di Napoleone per il selciato di Milano, data già dal Curioni fin dal 1844, è riportata dal Jervis (*I tesori sotterranei d'Italia;* vol. 4°, 1881), il quale nota che poi esso fu sostituito, senza che se ne conosca la ragione, col granito di Montorfano.

In questi ultimi tempi il S. Fedelino fu di nuovo largamente impiegato pel selciato di Milano, come già per quello di Bologna e di altre città. Ciò spiega il grande estendersi delle cave ed il notevole aumento di numero di queste.

strutturali della catena alpina, ma anche in senso normale a queste, ed in ispecie sulla regione dell'alto lago di Como, di cui studî antecedentemente condotti mi avevano già dato qualche conoscenza.

Il piano generale del lavoro appare dunque ora, come già nella nota preliminare da me pubblicata nello scorso anno [1]), alquanto modificato, e soprattutto più complicato. E le precipue ragioni che giustificano tali modificazioni risiedono specialmente: nell'esistenza di propaggini del granito di S. Fedelino assai più largamente estese di quanto non apparisse negli antecedenti rilievi: nella notevole complessità, petrografica e geologica, delle formazioni interessate dalla intrusione granitica; ed infine nel fatto che tali formazioni, ed in ispecie qualcuna, son parte integrante di zone strutturali ampiamente estese fuor dei limiti della nostra regione, e non si potevano di conseguenza trascurare del tutto le considerazioni, almeno sommarie, di confronto fra le parti di esse che sono entro i confini assegnati al mio studio e quelle che ne son fuori.

La complicazione che al lavoro ne deriva porta con sè un'altra conseguenza: la necessità di smembrare in diverse parti l'esposizione dei risultati ottenuti, perchè non venga meno, fin dove sia possibile, quella chiarezza di espressione che dovrebbe essere una delle precipue qualità di ogni opera scientifica. E nel caso attuale tale partizione del lavoro appare di per sè facile e spontanea, perchè, se da un lato è indubitatamente logico anteporre alla descrizione del granito di S. Fedelino quella delle formazioni geologiche da esso interessate, queste formazioni sono d'altro lato chiaramente divise in zone l'una all'altra succedentisi di mano in mano ci si porti dall'estremità settentrionale del lago di Como sin nelle vicinanze di Chiavenna, al termine verso monte di quella che possiamo chiamare la bassa valle della Mera. Tali zone, che appaiono nettamente ed esattamente distinte nella maggior parte delle carte geologiche della regione, sono tre: una zona gneissico-micascistosa, comprendente in sinclinale o per frattura lembi dolomitici triasici, che fu detta « zona dei laghi » ed in cui è interamente incisa la parte più alta del bacino lariano; una zona di gneiss anfibolici, che si sviluppa tra i monti di Sorico ed il Monte Bassetta, nel gruppo dello Spluga Meridionale, e che forma in certo modo lo sbocco del bacino della Mera; ed una zona prevalentemente gneissica, ma assai complicata per alternanze di scisti sillimanitici ed intercalazioni di lenti calcaree, peridotiche, anfiboliche e pirossèniche, che si stende sin nei pressi di Chiavenna, svolgendo probabilmente il motivo di una ampia anticlinale e comprendendo nel suo cuore le più potenti masse della intrusione granitica. Tutte queste zone, sviluppantisi quasi esattamente nel senso dei paralleli, si protendono lungamente ad est e ad ovest della regione studiata, ed entrano a far parte di importanti zone strutturali della catena alpina.

Così stando le cose, emerge dunque logica una quadruplice partizione del lavoro. Dedicheremo le prime tre parti allo studio ordinato delle tre zone ora ricordate e la quarta allo studio del granito di S. Fedelino, notando fin d'ora che la trattazione della prima parte, meno strettamente legata delle altre al principale obbietto delle nostre ricerche, sarà affatto sommaria, ed in gran parte desunta dai lavori antecedenti, mentre uno sviluppo notevolmente maggiore, sia nell'indagine geologica come, e specialmente, nell'indagine petrografica, sarà riserbato alle altre. Aggiungerò ancora che l'indirizzo generale del pre-

---

[1]) E. Repossi, *Osservazioni geologiche e petrografiche sulla bassa valle della Mera (Alpi lombarde). Nota preliminare.* Atti Soc. Ital. di Sc. Nat.; vol. LIII, 1914.

sente lavoro vuol essere essenzialmente analitico, e inteso a fornire qualche nuova base alle ardite sintesi che ora si tentano da numerosi geologi sulla struttura e origine della catena alpina.

Cenno bibliografico. *)

Difficilmente completo, lungo e forse di poco giovamento al lettore riescirebbe l'elenco bibliografico del granito di S. Fedelino e delle varie formazioni sviluppate nella regione esaminata, se dovessimo comprendervi anche tutte quelle opere che incidentalmente vi accennano in qualche loro parte. Pare invece più opportuno e più utile limitare tale elenco alle opere che hanno portato un serio contributo alla conoscenza della nostra regione e di quelle adiacenti, e che meritano quindi di essere tenute continuamente presenti nel corso del lavoro e citate a conforto delle nostre affermazioni.

Così ristretta, la letteratura geologica della regione studiata non risulta molto abbondante, perchè, sia per l'apparente uniformità geologica e petrografica di questa, in cui tempo addietro solo il granito di S. Fedelino sembrava meritar qualche attenzione, sia per la sua configurazione superficiale, veramente aspra ed impervia, non furono molto numerosi i geologi che la fecero oggetto dei loro studi, ed oserei quasi affermare che, fra questi, solo il Theobald ebbe animo di percorrerla diligentemente e compiutamente in tempi in cui l'accesso alle alte regioni montuose era di gran lunga più difficile di quanto ora non sia [1]).

A questo valentissimo osservatore si debbono infatti le sole notizie che si possedettero finora intorno all'andamento delle varie formazioni nell'alta valle Codera, ed il più diligente rilievo della così detta sinclinale di Dubino.

---

[1]) Per chi volesse avere su queste regioni notizie d'indole storica, interessanti per qualche lato lo stato naturale del suolo, ricorderemo, fra le molte, le seguenti opere:

G. B. Crollalanza. — *Storia del Contado di Chiavenna.* 2ª Ed. 1898. (G. Ogna edit.; Chiavenna).

C. Amoretti. — *Viaggio da Milano ai tre laghi.* 6ª Ed. Milano, 1824.

L. Bossi. — *Guida di Milano, ossia descrizione della città e dei luoghi più osservabili.* Vol. II. Milano 1818.

D. Bertolotti. — *Viaggio ai tre laghi di Como, di Lugano e Maggiore.* 3ª Ed. con aggiunte sulle valli dello Stelvio e dello Spluga. Como, 1825.

C. Cantù. — *Grande illustrazione del Lombardo-Veneto.* Vol. V. Milano, 1856.

Un buon riassunto bibliografico, naturalistico, si ha nella pubblicazione:

M. Cermenati. — *La Valtellina ed i naturalisti.* Sondrio, 1891.

Ottime illustrazioni turistiche ed alpinistiche sono:

E. Brusoni. — *Guida della Valsassina.* Lecco, 1903.

— *Guida della Valtellina.* Sondrio, 1906.

E. Bassi. — *La Valtellina.* Sondrio, 1908.

E. L. Strutt. — *Conway and Coolidge's Climber's Guide.* Londra, 1910.

E sopra tutte buona, anche pel materiale cartografico e illustrativo, la *Guida delle Alpi Retiche Occidentali:* vol. I della *Guida dei Monti d'Italia* pubblicata per cura della Sezione di Milano del Club Alpino Italiano, e dovuta, per la regione Codera-Ratti, a G. Silvestri. Brescia, 1911.

Per la cartografia valgono le carte dello Stato Maggiore Svizzero (Atl. Siegfried, ad 1:50000, 1875) e, meglio, quelle dell'Istituto Geografico Militare Italiano, con le levate di campagna ad 1:25000 e ad 1:50000, dei fogli 17 e 18, e le carte ad 1:100000 (Ultima ed. 1908).

[1]) Alle grandi difficoltà che derivano, pel rilievo geologico, dalla configurazione del suolo particolarmente aspra in valle Codera, accennano nelle loro opere lo Studer (*Geologie der Schweiz*, I. 1851: pag. 285-286), il Theobald ed il Rolle, il quale ultimo così si esprime: « Bei der abschreckenden Steilheit des Gebirgs von Novate bis Codera und der Schwierigkeit der Zugänge wird dies Granitgebiet auch für spätere Besucher eine schwer zu lösende Aufgabe bleiben » (*Das Südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin*, 1881: pag. 8); ed in un altro punto, accennando al quesito degli interclusi del S. Fedelino presso Novate: « Ich lasse diese Aufgabe in der Schwebe, wiederhole aber, dass das Gebirg von Novate und Codera mit der abschreckenden Schroffheit seiner Abfälle und dem schwer zu deutenden Charakter seiner Gesteine und Lagerungsverhältnisse eine der dunkelsten Stellen in dem hier erörterten Gebiet darstellt ». (Ibid. pag 35).

Non minore importanza hanno per la nostra regione le osservazioni del Rolle al quale è dovuto il rilievo più particolareggiato e più esatto di essa: al rilievo del Rolle si sono in genere uniformati gli autori che, anche nei tempi più recenti, hanno pubblicato carte geologiche comprendenti la regione in discorso.

Un'estesa memoria del Mattirolo ed alcune osservazioni del Novarese che si riferiscono alla bassa valle della Mera rappresentano quanto di più recente si è fatto dai geologi in questo campo, e, specie le opinioni del Novarese, sono degne della massima considerazione pei necessarî confronti tra la nostra regione e quelle più ad occidente ormai rese note in modo perfetto da una numerosa serie di studiosi e dai rilievi del R. Ufficio Geologico.

Del granito di S. Fedelino in particolare, e della sua descrizione petrografica, dopo i cenni che troviamo negli antichi autori, si occuparono il Viola e più recentemente il Bolla; quegli studiando la roccia da campioni presi nel materiale del selciato di Bologna e col precipuo scopo di stabilire quale alterazione esso subisse per effetto del ripetuto passaggio dei rotabili; questi per dimostrare che al S. Fedelino meglio si attribuirebbe il nome di gneiss che quello di granito.

Pel resto, prescindendo dalle sommarie diagnosi di rocce che s'incontrano nei diversi autori, alcune delle quali di non trascurabile importanza, nulla si seppe fino ad ora della petrografia della regione, ed in condizioni non migliori sono le nostre conoscenze mineralogiche.

Per le regioni adiacenti verso oriente, le condizioni in cui ci troviamo sono assai più favorevoli, e veramente preziose per noi sono le ricerche compiute dal Melzi nella vicina Valle del Masino, da questo autore completamente e diligentemente rilevata. Mentre infatti le formazioni sviluppate nella bassa valle della Mera sono in regolare e conosciuta continuazione di quelle che costituiscono le regioni con questa confinanti verso occidente, le relazioni loro con le formazioni della valle del Masino non apparvero finora chiaramente prospettate e costituirono uno dei quesiti che mi studiai di risolvere nel corso del mio lavoro col precipuo scopo di preparare le basi per i possibili collegamenti con le formazioni della valle Malenco, dell'Engadina e dell'Alta Valtellina, sulle quali esercitano attualmente la loro operosità molti geologi nostri e stranieri.

Durante la correzione delle bozze di stampa di questa stessa memoria ebbi anzi notizia di due recentissimi lavori di H. P. Cornelius [1], riguardanti la parte italiana della regione Albigna-Disgrazia e la bassa Valtellina, i quali hanno per noi una notevole importanza, sia perchè completano con grande cura e modernità di vedute la conoscenza delle regioni confinanti verso est con la bassa valle della Mera, sia perchè prospettano in molte parti le medesime questioni che io pure mi son proposto di risolvere. E son lieto di riconoscere, poi che ciò torna a maggior conferma della esattezza dei risultati ottenuti, che, nella massima parte dei casi almeno, le conclusioni alle quali giunse indipendentemente da me il Cornelius si accordano interamente con le mie [2] e le completano, specie dal punto di vista geologico-tectonico. Molti e interessanti confronti e richiami si sarebbero potuti fare, già in questa prima parte del mio lavoro, fra le osservazioni mie e quelle del

[1]) H. P. Cornelius, *Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgrazia Massivs.* (Geologische Rundschau, 1915).

— *Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin.* (Neues Jahrb. f. Miner., Geol. etc.; XL BB., 2 H.; Stuttgart, settembre 1915).

[2]) Le pubblicazioni del Cornelius datano dal 1915, ma i relativi lavori di rilievo datano dal 1914 e sono contemporanei alla pubblicazione della mia nota preliminare sulla Valle della Mera, ch'egli certo non conobbe perchè non appare citata nelle sue memorie.

Cornelius, sebbene l'indirizzo loro sia diverso, ma è ormai troppo tardi perchè sia possibile introdurre modificazioni e aggiunte di qualche estensione. Mi limiterò pertanto, nella presente pubblicazione, a sommari riferimenti, lasciando al lettore il fare più ampî raffronti e riservandomi un più completo esame dell'opera di questo geologo nella seconda parte della mia trattazione, in cui molti problemi qui appena accennati o parzialmente risolti saranno ripresi e più completamente prospettati.

Elenco bibliografico.

[1] — Studer B. — *Geologie der Schweiz*. Vol. I: *Mittelzone und südliche Nebenzone der Alpen*. Berna-Zurigo, 1851.

[2] — Studer B. et Escher von der Linth A. — *Carte géologique de la Suisse*. Winterthur, 1866.

[3] — Theobald G. — *Geologische Beschreibung der südöstlichen Gebirge von Graubünden*. (Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz). Berna, 1866.

[4] — Theobald G. — *Geologische Karte der Schweiz, Blatt XX*. Berna, 1866.

[5] — Studer B. — *Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen*. Berna, 1872.

[6] — Stache G. — *Die Eruptivgesteine des oberen Addagebietes zwischen Bormio und Bolladore*. (Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt). Vienna, 1876.

[7] — Curioni G. — *Geologia applicata delle provincie lombarde*. Milano, 1877-1881.

[8] — Rolle F. — *Uebersicht der geologische Verhältnisse der Landschaft Chiavenna*. Wiesbaden, 1878.

[9] — Rolle F. — *Mikropetrographische Beiträge*. Wiesbaden, 1879.

[10] — Rolle F. — *Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin*. (Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz). Berna, 1881.

[11] — Rolle F. — *Geologische Karte der Schweiz, Blatt XIX*. Berna, 1881.

[12] — Taramelli T. — *Il Canton Ticino Meridionale ed i paesi finitimi*. (Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz). Berna, 1881.

[13] — Bonardi E. — *Il gruppo cristallino dell'Albigna e della Disgrazia*. (Rendic. R. Istit. Lombardo di Sc. e Lett., Serie II, vol. 15). Milano, 1882.

[14] — Dalmer K. — *Beitrag zur Kenntniss der Granitmassen des Oberengadins*. (Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellsch.; vol. XXXVIII) Berlino, 1886.

[15] — Viola C. — *Fisiografia del granito di S. Fedelino*. (Bollett. d. Soc. Geol. Ital.: vol. VI). Roma, 1887.

[16] — Diener C. — *Geologische Studien im südwestlichen Graubünden*. (Sitz. Berichte d. Akad. d. Wissensch.: vol. XCVII). Vienna, 1888.

[17] — R. Ufficio Geologico. — *Carta geologica d'Italia*, alla scala di 1 : 1 000 000. Roma, 1890.

[18] — Taramelli T. — *Carta geologica della Lombardia*, con annesso fascicolo di spiegazione. Milano, 1890.

[19] — Bolla A. — *Il gneiss centrale della Valtellina*. (Rendic. R. Accad. dei Lincei: vol. VII, semestre 2°, fasc. 3). Roma, 1891.

[20] — Diener C. — *Der Gebirgsbau der Westalpen*. Vienna, 1891.

[21] — Melzi G. — *Ricerche microscopiche sulle rocce del versante valtellinese della Catena Orobica occidentale*. (Giornale di Miner., Cristall. e Petrogr., di F. Sansoni: vol. II, fasc. 1-2). Milano, 1891.

[22] — Melzi G. — *Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle del Masino*. (Giornale di Miner., Cristall. e Petrogr., di F. Sansoni: vol. IV, fasc. 2). Milano, 1893.

[23] — Stella A. — *Contributo alla geologia delle formazioni pretriasiche nel versante meridionale delle Alpi Centrali*. (Bollett. d. R. Comitato Geol. d'Italia; serie 3ª, vol. V, fasc. 1). Roma. 1894.

[24] — Mattirolo E. — *Note geologiche sulle Alpi Lombarde, da Colico al passo dello Spluga.* (Bollett. R. Comitato Geol. d'Italia: Serie 3ª, vol. VI, fasc. 1). Roma, 1895.

[25] — Porro C. — *Geognostische Skizze der Umgegend von Finero.* (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.; vol. **47**, fasc. 3). Berlino, 1895.

[26] — Salomon W. — *Ueber Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen.* (Tscherm. Min.-petrogr. Mitt.; vol. XVII della nuova serie). Vienna, 1898.

[27] — Artini E. e Melzi G. — *Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia.* Milano, 1900.

[28] — Linck G. — *Die Pegmatite der oberen Veltlin.* (Jenaische Zeitschr. f. Naturwiss.; vol. 33). Jena, 1900.

[29] — Taramelli T. — *I tre laghi. Studio geologico orografico.* (Con carta geol. della regione, ad 1:200000). Milano, 1902.

[30] — Hammer W. — *Die kristallinen Alpen des Ultentals.* I e II. (Jahrb. k. k. geolog. Reichsanst; vol. **52**, **54**). Vienna, 1902-1904.

[31] — Hammer W. — *Ueber die Pegmatite der Ortleralpen.* (Verhandl. k. k. geolog. Reichsanst.). Vienna, 1903.

[32] — Hecker O. — *Petrographische Untersuchungen der Gabbrogesteine des oberen Veltlin.* (Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Paläeont.: BB. XVII). Stuttgart, 1903.

[33] — Repossi E. — *Osservazioni geologiche e petrografiche sui dintorni di Musso* (*L. di Como*). (Atti Soc. Ital. di Sc. Nat.: vol. **43**). Milano, 1903.

[34] — Franchi S. — *Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti.* (Bollett. R. Comit. Geol. d'Italia; serie 4ª, vol. VI). Roma, 1905.

[35] — Hammer W. — *Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale* (Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanst.). Vienna, 1905.

[36] — Hammer W. — *Geologische Beschreibung der Laasergruppe.* (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt: vol. **56**) Vienna, 1906.

[37] — Novarese V. — *La zona d'Ivrea.* (Bollett. Soc. Geol. Ital.: vol. XXV, fasc. 1). Roma, 1906.

[38] — Repossi E. — *Su alcuni minerali del granito di S. Fedelino.* (Rendic. R. Accad. d. Lincei; vol. XV, serie 5ª, 1° sem.). Roma, 1906.

[39] — Steinmann G. — *Die Schardt'sche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine.* (Berichte naturf. Ges. zu Freiburg i. B.; vol. **16**). 1906.

[40] — Trener G. B. — *Geologische Aufnahmen im nördlichen Abhang der Presanellagruppe.* (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt: vol. **56**). Vienna, 1006.

[41] — Zöppritz A. — *Geologische Untersuchungen im Oberengadin.* (Ber. naturf. Ges. z. Freiburg i. B.; vol. **16**). 1906.

[42] — Grubenmann U. — *Vorläufige Mitteilung über einen schweizerischen Sillimanitgneiss.* (Vierteljahrsschr. d. Naturforsch. Ges.; annata 52ª). Zurigo, 1907.

[43] — Klemm G. — *Bericht über Untersuchungen an den sogenannten Gneissen und metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen.* (Sitzungsber. d. preuss. Akad. d. Wissensch.). Berlino, 1907.

[44] — Novarese V. e Stella A. — *Relazione al R. Comitato Geologico sui lavori eseguiti per la Carta Geologica d'Italia nel 1906.* (Bollett. R. Comitato Geolog. d'Italia: serie 4ª, vol. VIII). Roma, 1907.

[45] — Hammer W. — *Die Ortlergruppe und der Ciavalatschkamm.* (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt; vol. **58**). Vienna, 1908.

[46] — Salomon W. — *Die Adamellogruppe.* I. (Abhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst.; vol. **31**, fasc. 1). Vienna, 1908.

[47] — R. Ufficio Geologico. — *Carta geologica delle Alpi Occidentali*, ad 1:400000. Roma, 1908.

[48] — Grubenmann U. — *Ueber einige tiefe Gneise aus den Schweizer Alpen.* (Atti del Congresso Geol. Intern. di Stocolma). 1910.

[49] — Franchi S. — *Notizie preliminari sulla geologia dell'Alta Valtellina.* (Bollett. Soc. Geol. Ital., vol. XXX). Roma, 1911.

[50] — Argand E. — *Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux.* (Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, Berna), 1911.

[51] — Heim A. e Schmidt C. — *Geologische Karte der Schweiz* 1 : 500000. II Auflage. Berna, 1911.

[52] — Klemm G. — *Ueber die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen.* (Monatsber. d. d. geol. Ges.). Berlino, 1911.

[53] — Rasch W. — *Petrographische Untersuchungen der dioritischen Gesteine aus dem Gabbrogebiet des oberen Veltlin.* (Neues Jahrb. f. Min. Geol u. Palaeont.: BB. XXXII). Stuttgart, 1911.

[54] — Cornelius H. P. — *Ueber die rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbaren Gegenden.* (Centralbl. f. Min. Geol u. Palaeont: Jahrg. 1912, n. 20). Stuttgart, 1912.

[55] — Cornelius H. P. — *Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpass* (Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Palaeont.: BB. XXXV). Stuttgart, 1912.

[56] — Gutzwiller E. — *Zwei gemischte Hornfelse aus dem Tessin.* (Centralbl. f. Miner. etc.). Stuttgart, 1912.

[57] — Gutzwiller E. — *Injektionsgneisse aus dem Kanton Tessin.* (Eclogae geologicae Helvetiae: vol. XII°, fasc. I). Losanna, 1912.

[58] — Sauerbrei W. — *Petrographische Untersuchung sedimentogener kristalliner Schiefer aus dem oberen Veltlin.* (Neues Jahrb. f. Min. etc.: BB. XXXVI, fasc. I). Stuttgart, 1912.

[59] — Zyndel F. — *Ueber den Gebirgsbau Mittelbündens.* (Beitr. z. geolog. Karte d. Schweiz: vol. 41 nuova serie). Berna, 1912.

[60] — Cornelius H. P. — *Geologische Beobachtungen im Gebiete des Fornogletschers (Engadin).* (Centralbl. f. Min. etc.). Stuttgart, 1913.

[61] — Freudenberg W. — *Der Trias-Gneis-Kontakt am Ostrande des Adulamassivs (Graubünden). Ein Beitrag zur Altersfrage der alpinen Zentralmassive und Massengesteine.* (Neues Jahrb. f. Min etc.: BB. XXXVI, fasc. 2). Stuttgart, 1913.

[62] — Spitz A. e Dyhrenfurth G. — *Die Triaszonen am Berninapass (Piz Alv) und im östlichen Puschlav (Sassalbo).* (Verandlung. k. k. geol. Reichsanst.). Vienna. 1913.

[63] — Steinmann G. — *Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen.* (Geolog. Rundschau: vol. IV). 1913.

[64] — Suess E. — *Das Antlitz der Erde.* (Vol. III, fasc. 2). Vienna. 1909. Ediz. francese curata da De Margerie, Haug, Kilian, etc.: Parigi, 1913.

[65] — Gutzwiller E. — *Zwei besondere Typen von Injektionsgneisen aus dem Tessin.* (Centralbl. f. Min. etc.: Jahrg. 1914). Stuttgart, 1914.

[66] — Repossi E. — *I filoni pegmatitici di Olgiasca. Rinvenimento in essi di minerali d'uranio.* (Atti Soc. Ital. d. Sc. Nat. vol. LII). Pavia, 1914.

[67]. — Repossi E. — *Osservazioni geologiche e petrografiche sulla bassa valle della Mera (Alpi Lombarde).* Atti Soc. Ital. di Sc. Nat.: Vol. LIII). Pavia, 1914.

[68] — Staub R. — *Zur Tektonik des Berninagebirges.* (Vierteljahr. naturf. Gesell.; vol. 58°). Zurigo, 1914.

[69] — Cornelius H. P. — *Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgrazia Massivs.* (Geolog. Rundschau: vol. IV). 1915.

[70] — Cornelius H. P. — *Zur Kenntniss der Wurzelregion im unteren Veltlin.* (Neues Jarb. f. Min. Geol. etc.: BB. XL, fasc, 2). Stuttgart, settembre 1915.

[71] — Staub R. — *Petrographische Untersuchungen im westlichen Bernina Gebirge.* (Vierteljahr. naturf. Ges.: vol. 60°). Zurigo, 1915.

I. Cenno sulle formazioni dell'alto lago di Como.

Le formazioni in cui è scavato l'alto bacino lariano escono per la massima parte dai limiti assegnati al presente lavoro e non furon da me sottoposte ad un particolare esame petrografico per due principali ragioni: prima perchè, sebbene la loro conoscenza completa sia sotto questo aspetto ancora da farsi, si hanno su di esse indicazioni generali sufficientemente estese e precise; secondo perchè, quando avessi intrapreso il loro studio petrografico particolareggiato, sarei stato necessariamente costretto ad estendere lo studio a tutto lo spessore della zona di cui fanno parte, ossia sino al contatto con le formazioni francamente sedimentari permo-triasiche della Valsassina e del centro del Lago di Como, ed il campo d'osservazione, già molto ampio, ne sarebbe riuscito esageratamente allargato, staccandomi sempre più dal nucleo principale del mio studio, ossia dalla massa eruttiva granitica di S. Fedelino.

Pur tuttavia, per l'esatta interpretazione geologica della importante massa dioritica (gneiss anfibolici o dioritici delle carte geologiche) del Monte Bassetta, che traversa da est ad ovest la regione studiata e si protende da un lato fin verso Bellinzona e dall'altro sin oltre la valle del Masino, era necessario confrontare le due zone che la costeggiano a nord ed a sud, ed indagare in quali rapporti queste si trovino rispetto ad essa.

Le due zone appaiono già da tempo nelle carte geologiche nettamente distinte, ed indipendenti l'una dall'altra, essendo l'una (quella meridionale) concordemente attribuita alla vasta formazione di micascisti, gneiss e scisti filladici in cui sono scavati quasi per intero il bacino del Verbano e l'alto ramo del Lario, e che fu detta « zona dei laghi » [1]; e andando l'altra attribuita dagli autori, con molto minor accordo e chiarezza, ad una non meno vasta ed importante formazione che potremmo chiamare dei gneiss del Ticino [2]. Nè questo solo è stato riconosciuto. Sia il Rolle, che, assai più recentemente, il Novarese [44], hanno con ragione messo in rilievo che tra la formazione micascistosa dei laghi e le formazioni settentrionali ad essa esiste un notevole distacco tectonico, la cui portata non è facilmente apprezzabile, ma che non è perciò meno sicuro, e che da diversi autori si vorrebbe far coincidere col limite alpino-dinarico.

Dal canto mio, convengo pienamente coi precedenti studiosi sopra questi due punti fondamentali, i soli che per il momento ci interessino e sui quali crediamo utile aggiungere qualche maggiore schiarimento. L'esame sul terreno e l'esame petrografico tendono innanzitutto a dimostrare che nessun collegamento men che latissimo esiste tra le due zone scistose accennate, essendo scarse e subordinate le forme litologiche dell'una che

---

[1]) Il Cornelius [70] chiama col nome di « scisti di Morbegno » il complesso di micascisti e gneiss granatiferi, staurolitiferi, ecc. sviluppato nei dintorni di Morbegno e, diciamo noi, in tutto il massicio del Legnone e dell'alto Lario. In esso sono compresi i lembi permo-triasici di Dubino, Domaso, ecc. ritenuti dal Cornelius simili alle analoghe formazioni dell'Engadina, e non alle formazioni permo-triasiche delle nostre Prealpi. Fra gli scisti di Morbegno e la diorite, in rispondenza del tratto Dubino-Dazio (Val del Masino), s'insinua una propaggine della formazione che il Cornelius chiama « zona gneissica meridionale », rispondente agli scisti del Tonale (nel senso dato da Hammer a questa espressione).

[2]) Gli autori non assegnano in genere a questa zona un nome particolare. Di solito essa appare segnata con la stessa tinta con la quale sono rappresentati i gneiss della valle del Ticino e della Val Maggia (vedi specialmente la carta Rolle [11] e la carta Heim e Schmidt [51]). Per analogia, essa corrisponderebbe alla complessa formazione di gneiss pretriasici segnati sulla Carta delle Alpi occidentali del R. Ufficio Geologico [47] con la tinta 35.

presentino qualche analogia con forme dell'altra: diversa la natura delle rocce fondamentali di ciascuna zona, diversi i tipi secondarî ed il loro modo di associarsi alle forme più comuni, diverse le intercalazioni di rocce estranee e perfino le manifestazioni che potrebbero chiamarsi occasionali.

Pei tipi petrografici che caratterizzano il massiccio dei laghi, quantunque riconosca col Salomon e col Cornelius che manca ancora uno studio completo ed esauriente su questa notevolissima formazione, mi richiamo a quanto già ne scrissero numerosi osservatori, ed in ispecie il Melzi [21], lo Stella [23], il Salomon [46] ed il Cornelius [70] stessi. I micascisti spesso granatiferi o staurolitiferi o tormaliniferi, i gneiss minuti tabulari, le filladi micacee o quarzose, che dominano nei monti del lago di Como, da Bellano a Colico, si spingono coi loro tipi più caratteristici sin contro la massa dioritica. Le anfiboliti, che in masse

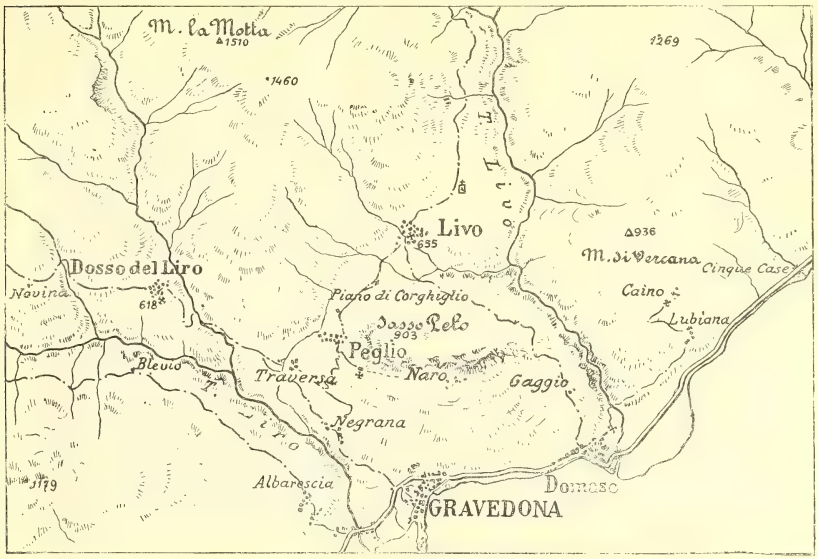


Fig. 1.

Schizzo topografico dei dintorni di Gravedona. (Scala 1:25000).

lenticolari od in banchi dotati di considerevole continuità si intercalano così frequentemente nel massiccio dei laghi presso Dervio e Pianello, s'incontrano con immutato aspetto e caratteri petrografici assolutamente costanti sin oltre Gravedona, nella valle del Liro, la cui sponda sinistra è per esteso tratto formata in parte dalla diorite (vedi fig. 1 e 2).

Vedremo particolareggiatamente in seguito quali tipi di rocce costituiscano la zona a nord della diorite. Possiamo ora dire, a conferma di quanto veniamo esponendo, che in questa seconda zona predominano in modo assoluto i gneiss, spesso ghiandolari od occhiadini, di vario tipo, mentre i micascisti vi sono affatto subordinati, e frequentissime sono le forme sillimanitiche, che sembrano assenti nella formazione dei laghi.

Intercalazioni anfibolitiche si hanno pure nella zona settentrionale alla diorite, ma insieme con queste vi descriveremo numerose lenti peridotico-serpentinose e anfibolico-

pirosseniche che mancano affatto nell'altra. Nè vogliamo dimenticar di dire che mentre nel suo complesso la zona dei laghi è essenzialmente una zona di parascisti tipici, nella zona a nord della diorite il predominio è tenuto da forme che sono innegabilmente da ascriversi alla serie degli ortoscisti.

E con questo crediamo di aver toccato solo i punti fondamentalissimi di contrasto fra le due zone: la descrizione petrografica della zona importantissima che sta a nord della diorite porrà in luce numerosi altri fatti non meno significativi di questi a tale riguardo.

Per quanto riguarda il secondo punto, ossia i rapporti tra la formazione dei laghi e la diorite, la questione si presenta molto più complessa, e va considerata più particolareggiatamente e sotto diversi punti di vista, prima di poterne enunciare le conclusioni in modo breve e sintetico.

Appena a sud della diorite, tra la bassa Valtellina e la valle di Bellinzona, si svolge nella formazione dei laghi quell'importantissimo motivo tectonico che da molti autori viene indicato come « la sinclinale di Dubino » e che è in particolar modo svelato da un allineamento di lembi calcareo-dolomitici aventi l'aspetto delle comuni dolomie triasiche [1]) e comprendente i lembi dell'Alpe Giggio in Val Morobbia, del Sasso Pelo (o di Peglio) sopra Gravedona, di Dubino e della Colma di Dazio nella bassa Valtellina.

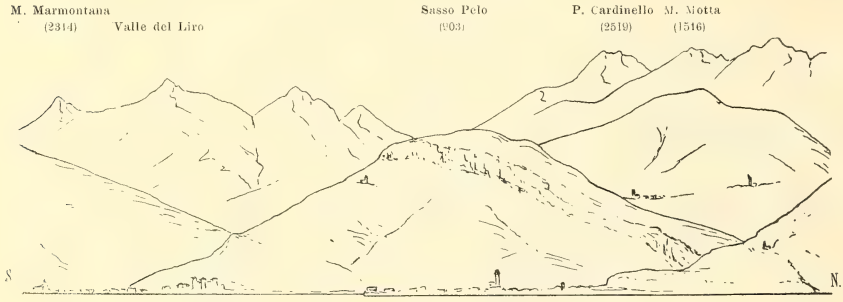


Fig. 2.

Profilo dei mont di Gravedona e della valle di Livo (preso da Colico).

(Bene visibile il ciglio dolomitico del Sasso Pelo, o Sasso di Peglio; sopra questo si svolge la zona gneissico-dioritica sino alla Marmontana. Tutte le altre cime sullo sfondo sono nella formazione gneissica a nord della diorite).

Ma, se per alcuni autori la costruzione a sinclinale appare indubitabile, altri hanno invece espresso l'opinione che si tratti di lembi dolomitici impigliati in fratture ed aventi quindi un significato molto diverso e molto diversi rapporti con le formazioni includenti. La questione va esaminata con qualche diligenza, tanto più che qualche nuovo piccolo dato possiamo forse apportare alla sua soluzione.

La così detta « sinclinale di Dubino » fu già particolareggiatamente studiata nello sprone di S. Giuliano, tra Vedescia in Val della Mera e Dubino nella valle dell'Adda, e

[1]) Secondo il Cornelius [70], tali complessi permo-triasici, resi ben noti particolareggiatamente dal Mattirolo [24] a monte di Dubino, sono ancor più complicati di quanto si credeva fin qui. In un vallone fra S. Giovanni e Cercino, ad est di Dubino, il Cornelius crede di trovarvi anche i rappresentanti del retico e del lias, ed una fisionomia generale che li farebbe collegare alle formazioni dell'Engadina e dell'Alta Valtellina piuttosto che alle formazioni delle Prealpi Comasche.

descritta con abbondanza di indicazioni petrografiche dal Theobald [3], il quale pure la figura. Altri autori in seguito se ne occuparono, sempre nella stessa località, e specialmente le osservazioni del Mattirolo [24] e del Cornelius [70] ci dispensano dall'entrare in particolari troppo minuti.

Nello sprone montuoso di S. Giuliano ad ovest di Dubino la costruzione a sinclinale pare indubitabile sia per la evidente ripiegatura del nucleo calcareo-dolomitico sia per la natura delle rocce includenti. Nel fianco verso la valle della Mera, sopra Vedescia, che è qui fotograficamente riprodotto, il nucleo calcareo-dolomitico della sinclinale sta molto in alto, e, come è stato notato, sembra presentare un'arricciatura secondaria.

Il grande cumulo di detriti scendente dalle cave colà praticate ricopre al piede del pendio quasi interamente le formazioni che avvolgono il nucleo triasico, ma a destra ed

FIG. 3.

Lo sperone di S. Giuliano visto dal Pian di Spagna.

(D = *Diorite*; s = *Gneiss e micascisti dei Laghi*; p = *Scisti sericitici, ecc. (permiano)*; d = *Dolomia triasica*).

a sinistra di questo, in modo che si può ritenere sensibilmente simmetrico, affiorano e si sviluppano abbastanza ampiamente formazioni scistose le quali furon già da tempo, e per ragioni essenzialmente analogiche, attribuite al così detto *verrucano*. Si tratta in ispecial modo di scisti argillosi bigio-giallognoli o verdognoli, qualche volta con notevole somiglianza con certi tipi del *servino* lombardo, accompagnati da concentrazioni di solfuri metallici e relativi prodotti d'alterazione, ai quali segue verso l'esterno della piega una zona di scisti sericitici, grigi o verdicci, spesso con una marcatissima struttura occhiadina per la presenza di numerosi piccoli nuclei quarzosi, oltremodo tipici.

La stretta analogia tra questi scisti e numerosi altri che nelle Alpi Occidentali e fin nelle Alpi Marittime sono ordinariamente ascritti al *permiano* parmi fuor di dubbio. Nel

promontorio di S. Giuliano essi sono poi avvolti dai micascisti e dai gneiss della formazione dei laghi nel loro più consueto aspetto. Qualche cosa di molto simile si rileva anche ad est, nelle trincee praticate dai torrenti verso Dubino, ma verso est, come si rileva dai lavori del Mattirolo [24] e del Cornelius [70] e come io pure notai, la simmetria della piega viene a mancare, e, già prima della Colma di Dazio, in alcuni punti il complesso calcareo-dolomitico trovasi a monte a diretto e anormale contatto coi gneiss (della zona sud del Cornelius). Fra scisti sericitici e micascisti non è percettibile la discordanza che esiste invece indubitata tra verrucano e scisti al limite sud di questi, in Valsassina e nel Centro lago.

Poco a sud del rivo che scende ai casolari di Spinida vi è il contatto tra i gneiss e la roccia dioritica. Il piano secondo cui avviene il contatto è sensibilmente verticale o fortemente inclinato a nord, e nell'andamento delle due formazioni giustapposte non si ha alcuna percettibile discordanza, sia in questo punto sia in tutto il tratto che va verso oriente sino allo sbocco della valle del Masino.

Molto diversamente, e con disposizione ben lontana dalla regolarità notata a S. Giuliano, vanno le cose sull'altro fianco della vallata, sopra Domaso e Gravedona, dove, come ognun sa, la formazione dolomitica del Sasso di Peglio, in assoluto accordo di direzione con quella di Dubino e litologicamente identica con essa, tenderebbe a dimostrare che il motivo tectonico si protende da questo lato, come probabilmente si prolunga in direzione opposta per tutta la bassa Valtellina [1]).

Le differenze più salienti che si possono riscontrare nello stato delle cose sui due fianchi della valle si riducono essenzialmente a tre: il nucleo della supposta sinclinale è molto basso ad occidente, tanto che la formazione dolomitica di cui risulta si sommerge sotto il lago fra Gera e Domaso; mancano qui o sono ridottissimi, tanto che io non riescii a vederli, gli scisti argillosi e gli scisti sericitici rappresentanti del *verrucano*; il contatto settentrionale della massa dolomitica è costituito direttamente dalla *diorite*, in questo tratto alquanto assottigliata. Litologicamente parlando, vi è pure una notevole differenza tra i due fianchi della valle: alla complessità rilevata a Dubino, risponde qui nella massa dolomitica una uniformità pressochè assoluta, poi che non vi si trova che una dolomia cinerea chiarissima e mancano le zone calcaree notate già dal Melzi [21], dal Mattirolo [24] da me [33] e da ultimo, in modo più completo, dal Cornelius [70] nei pressi di Dubino. È inoltre da notarsi che sopra Domaso tutta la formazione è alquanto più sentitamente coricata verso sud e che lo stesso piano di contatto con la diorite appare pure considerevolmente meno inclinato a nord.

Percorrendo la sponda lacuale, o risalendo da Domaso e da Gravedona verso Livo, queste condizioni si possono agevolmente rilevare, come già fu messo diligentemente in evidenza da diversi autori [2]). Lungo il lago, da Sorico verso Domaso, presso la località di Cinque Case si passa dalla diorite sulla dolomia, e sotto Vercana dalla dolomia sui micascisti, qui forniti come al solito di belle intercalazioni di anfiboliti. Lo spessore della dolomia appare notevole (qualche centinaio di metri), e forse maggiore di quello che si riscontra più in alto verso Livo.

---

[1]) Lo Stella, nella Relazione al Comitato Geologico sui lavori eseguiti per la Carta nel 1906 [44], afferma che la sinclinale permo-triasica di Dubino, da lui studiata già in unione col Mattirolo [24], e riconosciuta sino a Teglio e Tresenda, si continua verso oriente anche sulla sinistra dell'Adda, a valle di Stazzona. Questo motivo tectonico col suo prolungamento verso occidente sino al Passo di S. Jorio viene dunque a tendersi per oltre 75 chilometri in direzione.

[2]) Vedi Taramelli [12], Rolle [11] e Repossi, *Osservazioni geologiche e petrografiche sui dintorni di Musso (Lago di Como)*. (Atti Soc. Ital. Sc. Nat. vol. 43. Milano, 1904).

Da Gravedona a Peglio s'incontrano sempre i micascisti ed i gneiss minuti, spesso granatiferi, della formazione dei laghi, con tre intercalazioni anfibolitiche, di cui una, quella presso Negrana, di considerevole potenza (una cinquantina di metri all'incirca) ed eccezionalmente compatta. L'esame microscopico di questa roccia nulla svela di particolarmente notevole, salva l'abbondanza di epidoto di evidente origine secondaria. Questo minerale anzi forma degli straterelli continui nella roccia, accompagnati spesso da lenticciole calcitiche.

Peglio, o Pellio, (m. 650) è dominato dal ciglione dolomitico del Sasso (m. 903), e spuntoni dolomitici emergono pure dal rivestimento morenico del Pian Gorghiglio. A Livo si è già sui gneiss che formano la zona a nord della diorite, la quale qui ha di conseguenza una modestissima potenza, se pur non è interrotta. Un'altra profonda modificazione nello stato delle cose si riscontra ad occidente del Pian Gorghiglio.

I rilievi antecedenti fanno cessare al Pian Gorghiglio la massa dolomitica, che non avrebbe la sua naturale continuazione se non molto più in là, oltre il Passo di S. Jorio, presso l'alpe Giggio in Val Morobbia. Effettivamente la dolomia, non più così potente e profonda come fra Domaso e Livo, ma ridotta invece ad una semplice placca, si trova anche ad ovest del Pian Gorghiglio, sul fianco del M. Motta, e, quel che più importa, è qui accompagnata da altre interessanti formazioni, le quali, come dicemmo, sembrano mancare nella plaga antecedente o sono coperte sul versante sud del Sasso dai detriti di falda del ciglione dolomitico [1]).

Salendo da Gravedona verso Dosso di Liro, appena sopra Traversa si notano già abbondanti nel detrito mescolato ai depositi d'origine glaciale massi di conglomerato quarzoso rosso o roseo del più tipico *verrucano*, di cui un limitato affioramento esiste più in alto, in vicinanza del prolungamento dolomitico ora accennato, pur esso non noto fin qui. È ancora da notarsi che in questo punto la roccia scistosa che viene presumibilmente a contatto col *verrucano* è una sottile zona di un gneiss chiaro muscovitico ad elementi grossolani, poco scistoso, che presenta tutti i caratteri di un tipico paragneiss. Tale roccia, distintissima da quelle che costituiscono la formazione scistosa in quella località, mi sembra perfettamente identica a quella che forma l'estrema zona a sud della formazione stessa, nel centro del lago di Como, sotto Acquaseria, e nella Valsassina, tra Bellano e Taceno. Questa fu già distinta dallo Stella [23] e, antecedentemente alle osservazioni di questo autore, da altri fu addirittura separata dal resto della massa scistosa quale formazione a sè [2]). Lo Stella afferma che gneiss dello stesso tipo s'incontrano anche intercalati alla serie dei micascisti e delle filladi dei laghi, sebbene con prevalenza per la parte più meridionale di tutta la formazione, e di questo fatto si vale per conglobarli in modo assoluto con essa, attribuendo il tutto all'*arcaico*, contrariamente all'opinione da altri anche di

---

[1]) Presso Naro ad est di Peglio, in vicinanza del contatto fra gli sciti e la dolomia si sfruttò in altri tempi un piccolo giacimento di minerali di ferro, simile forse a quelli riscontrati anche a S. Giuliano (vedi anche Taramelli [12]).

[2]) Nella Carta geologica della Lombardia del Taramelli [18] questi gneiss sono ritenuti rappresentanti delle *Apenniniti* o *Besimauditi*, delle Alpi Marittime, e, conglobati coi così detti *scisti di Casanna*. Costituirebbero una facies metamorfica di terreni permocarboniferi. Essi, insieme alle forme filladiche (sciti di Casanna), sarebbero discordanti con la serie degli scisti arcaici sui quali poggiano. Di opinione recisamente diversa, sia per l'età, sia per le relazioni loro con gli altri scisti della regione, si mostrò lo Stella [23] e con lui molti altri, e lo stesso Taramelli nelle pubblicazioni più recenti [29]. Lo Stella, col nome di « gneiss chiari », li riunisce alle altre formazioni scistose della zona dei laghi e li ritiene arcaici. Essi corrispondono agli « scisti di Rendena » del Salomon [46].

recente espressa [1]). Effettivamente credo di poter affermare che, sebbene intercalazioni di gneiss chiari essenzialmente muscovitici a grana grossa s'incontrino qua e là nella serie (Dervio, Vetta Legnoncino, M. Muggio, ecc.), in nessun punto, all'infuori di quello sopra ricordato di Valle del Liro, esistono tipi petrografici assolutamente identici con la roccia di Acquaseria e di Valsassina, in cui l'aspetto puddingoide è quanto mai spiccato. La sua somiglianza con un conglomerato laminato è tale che in qualche tratto, come lungo la valle della Pioverna tra Taceno e Bellano, dove verrucano e gneiss sono a contatto in una zona di intensa laminazione, difficile riescirebbe distinguerli l'uno dall'altro, e non solo macroscopicamente, ma anche con l'esame microscopico, se il conglomerato verrucano non conservasse qualche tipico elemento porfirico [2]).

Comunque sia (poi che la differenza tra i gneiss di Acquaseria e gli altri può essere solo nel grado di metamorfismo), rimane però notevole il fatto che a Traversa si trovino riunite ancora due formazioni che solo molto più a sud sono accompagnate e a contatto l'una dell'altra [3]).

Procedendo nella valle di Gravedona sempre verso occidente, e nella direzione delle formazioni, sotto Dosso del Liro entro i micascisti s'incontrano scisti filladici micacei, grigio-argentini, pure in tutto simili a quelli che dominano presso Rezzonico ed a sud di Dervio.

Il Dosso è sopra un lembo morenico, che ricopre ampiamente le formazioni in posto, quivi sempre inclinate di 45°-50° verso nord nella loro costante direzione est-ovest. Ma poco sopra l'abitato affiora una roccia scistosa costituita da nuclei quarzosi tondeggianti e irregolari involti da una pasta a grana fina quarzoso-micacea di color rugginoso, in cui l'origine per laminazione da un conglomerato è a parer mio molto probabile. Si tratta, verosimilmente di un lembo di *verrucano*, in continuazione con quello di Traversa, la cui tessitura, sia perchè fu involto in una stretta piega, sia in causa di una vera laminazione per scorrimento lungo una linea di frattura, divenne marcatamente scistosa. E che questa interpretazione risponda probabilmente alla verità ci è provato anche da un altro fatto: la presenza, a piccolissima distanza, di una stretta zona di scisti argilloso-arenacei affatto simili ad alcune forme notate presso Vedescia, nella zona di Dubino, ed al più tipico *servino* lombardo; e noto ancora, la continuazione di quelle forme di gneiss chiari, alle quali abbiamo poc'anzi accennato.

Siamo dunque, con ogni probabilità, in presenza della continuazione delle zona di Dubino con tracce sicure anche in punti dove sinora essa era solo induttivamente segnata [4]), poi

---

[1]) La questione, ancora insoluta, dell'età degli scisti cristallini di tutta questa zona è esaminata e riassunta egregiamente dal Salomon ([46] a pag. 311 e seg.).

[2]) Di grande interesse è il percorso della nuova strada carrozzabile da Bellano a Taceno, specialmente nelle vicinanze di questo ultimo paese, perchè mette in evidenza una struttura geologica assai più complessa di quella che appare anche nelle carte più recenti. Quivi esistono infatti tre lembi di conglomerato verrucano impigliati profondamente nei gneiss chiari per tre fatture parallele molto vicine. Tali cunei conglomeratici, di cui due son nettamente collegati per anticlinale, traversano il letto della Pioverna e si continuano fra Margno e Narro. Intensissima è la laminazione subita dalle formazioni lungo il contatto, e, specie in un punto in cui anche i gneiss sono arrossati da infiltrazioni di ossidi di ferro, riesce quasi impossibile distinguere macroscopicamente il gneiss dal verrucano laminato. La località merita una particolareggiata descrizione, che mi riservo di fare in seguito, in altra pubblicazione.

[3]) Tale contatto, presso Acquaseria, è semplicemente discordante. Solo ad est di Bellano, il contatto gneiss-conglomerato appare accompagnato dalla dislocazione che il Porro (*Carta delle Alpi Bergamasche:* Milano, 1903) segna nelle Alpi Orobie.

[4]) Nella serie dei profili tracciati dal Rolle per queste regioni, il prof. 13 della Tav. V. [10], condotto in corrispondenza di Cino, ad oriente di Dubino, mostra il nucleo della sinclinale formato dai soli equivalenti del Verrucano, senza dolomia. Quivi però il rivestimento morenico e il detrito di falda coprono fittamente il pendio.

che sulle carte non compariva che l'affioramento dolomitico dell'Alpe Giggio, oltre il Passo di S. Jorio, in Val Morobbia. Ma anche a proposito di questo posso aggiungere qualche notizia nuova, che debbo alla squisita cortesia del Conte Ing. Cesare Porro. Questi in fatti notò la presenza presso il Passo di S. Jorio di lembi di conglomerato *verrucano* tipico, i quali vengono completando anche colà quel disegno che siam venuti tracciando per la valle del Liro e che è già riconosciuto ed affermato a Dubino [1]).

Riassumendo adunque, l'esame diligente del terreno dimostra che l'allineamento dei lembi permo triasici dalla Val Morobbia alla bassa Valtellina, apparentemente così regolare, se lo si considera sulle carte, è invece notevolmente alterato almeno in corrispondenza del tratto Domaso-Livo e, come nota il Cornelius [70], nel tratto immediatamente ad est di Dubino.

Il Rolle già faceva rilevare che la cerniera della supposta sinclinale di Dubino deve avere un andamento irregolare, abbassandosi e rialzandosi alternatamente lungo il suo percorso. In realtà ci troviamo dinanzi ad un motivo tectonico più complesso di quanto ci si potesse attendere. Il nucleo dolomitico della sinclinale, che da Dubino al promontorio di S. Giuliano è andato gradatamente rialzandosi, tanto che in quest'ultima località (vedi figura 3) è a poco men di 700 m. sul mare, presso Domaso è sotto il livello del lago (199 m.) ed a profondità che si può stimare assai considerevole, se si deve giudicare dallo spessore che quivi presenta la massa dolomitica. Bassissima è ancora la dolomia sotto Livo, in valle di Domaso; colà infatti il profondo solco scavato dal torrente non riesce a tagliare tutto il lembo dolomitico, ancora potentissimo. Ad occidente del Pian Gorghiglio invece la massa di dolomia si attenua bruscamente e si presenta quasi come un'esile placca incastrata nel pendio del monte, ricoperta dalla diorite ed appoggiata sulle rocce probabili rappresentanti dal verrucano, che abbiamo più sopra ricordato.

Siffatto stato di cose, che farebbe supporre nell'andamento della sinclinale irregolarità molto bruscamente disegnate, messo in relazione con la probabile mancanza in corrispondenza del Sasso di Pellio degli scisti e dei conglomerati del verrucano, tenderebbe a mio avviso ed in accordo con quanto afferma il Novarese a provare che in questo tratto il motivo della sinclinale è alterato e complicato dalla presenza di fratture con scorrimento di masse, interessanti essenzialmente la dolomia. Questa infatti si trova rispetto agli scisti in relazioni molto analoghe a quelle da me altra volta messe in evidenza per la placca di dolomia principale fossilifera di Musso [2]). La formazione micascistosa includente non presenta invece prove di aver subito disturbo alcuno tectonico all'infuori di quelli generali, comuni a tutta la formazione di cui fa parte, chè anzi fra Domaso Gravedona e la valle del Liro si nota, nelle già citate intercalazioni anfibolitiche, le sole formazioni tanto ben distinte da poter essere facilmente accompagnate e rilevate come orizzonte geologico, una continuità assoluta, senza traccia di sensibili spostamenti.

[1]) Il Novarese [44] afferma che i lembi dolomitici della valle Morobbia e di Peglio sono discordanti « coi gneiss ed i micascisti, dentro i quali non sono stretti in sinclinali, ma bensì impigliati per frattura ». Quanto il Novarese afferma ha grande probabilità di esser vero ed è vero certamente per Peglio, sebbene altri abbiano espresso opinioni diverse, ma bisogna osservare che la stessa sorte subita dai lembi dolomitici triasici fu subita pure dai lembi permiani che li accompagnano.

[2]) Vedi E. Repossi. *Osservazioni geologiche e petrografiche sui dintorni di Musso* (Atti Soc. Ital. Sc. Nat.: vol. 43. Milano, 1904).

Ritengo ancora, non ostante l'opinione diversa esposta da altri, che il lembo dolomitico di Musso giaccia discordante entro i micascisti dei laghi e che nessuna diretta relazione presenti con la lente marmorea con la quale viene casualmente a contatto. La stessa opinione esprime nettamente il Cornelius [70].

Quanto siam venuti dicendo, uscendo forse un poco dai limiti ristretti che ci eravamo imposti in questo capitolo, ci permette però di ricavare fin da ora qualche conseguenza circa le relazioni tra la formazione dei laghi e la diorite.

Infatti, qualunque siano le relazioni tra i lembi permo-triasici dell'allineamento di Dubino e le formazioni gneissico-micascistose includenti, rimane però sempre indubitabile che, almeno nel tratto Domaso-Pellio, dove la dolomia s'incunea profondamente tra micascisti e diorite, il diretto contatto di questa con la dolomia è anormale e dovuto a notevole dislocazione. Liscioni e tracce di tipiche breccie di frizione, visibili tra il Passo d'Adda, Sorico e Livo, ne danno pure la prova palmare.

Fra Sorico e il Passo di S. Jorio nessuna apofisi della diorite e nessuna roccia che possa ritenersi sicuramente legata con quella da un nesso d'origine si trova nella massa dei micascisti. La separazione tra diorite e micascisti in questa regione è, sotto questo riguardo, assoluta. La diorite, come vedremo con maggiori particolari in seguito, è accompagnata da una serie di filoncelli pegmatitici e da altre manifestazioni isterogenetiche. Nessuno di questi filoncelli si protende nella formazione micascistosa. Il ricco fascio di filoni pegmatitici che la zona dei laghi comprende e che in questa regione fanno centro nel versante settentrionale del Legnone, cinque o sei chilometri più a sud [1]) è costituito da rocce di tipo affatto distinto e si mantiene co' suoi membri molto lontano dalla zona Dubino Gravedona, dove, si può dire, mancano affatto le così tipiche pegmatiti valtellinesi.

Notiamo che, mentre i filoncelli del granito di S. Fedelino giungono non solo nei gneiss e negli scisti sillimanitici a sud di Verceia, ma anche poco sopra Sorico nella stessa diorite, i filoni granitici non s'incontrano mai nella zona dei micascisti. E da ultimo osserviamo che non solo nel diretto contatto dolomia-diorite ma anche in tutto il resto della linea di contatto non v'è chiara traccia di azioni metamorfosanti che la diorite avrebbe potuto esercitare. Diversamente vanno le cose ad est e ad ovest del tratto qui particolarmente esaminato. Presso Giubiasco il Novarese [44] notò nette intrusioni della diorite negli scisti dei laghi ed a me parve notarne qualcuna, non chiara però, presso Spinida. Ad est di Dubino poi il Cornelius [70] afferma che la diorite metamorfosò gli scisti al suo contatto.

Le conclusioni che possiamo quindi trarre da questi pochi cenni sulle formazioni a sud della massa dioritica Sorico-M. Bassetta coincidono, come sopra osservammo, coi risultati ai quali giunsero gli autori precedenti. Il rilievo particolareggiato fatto nel tratto Val del Liro-Dubino conferma e precisa che la diorite sta a nord di una linea di distacco tectonico di notevole importanza, la quale separa la formazione detta dei laghi da una formazione essenzialmente gneissica di non ancor bene accertata equivalenza e certamente assai più complessa, che verremo in seguito studiando [2]).

Poi che presso Bellinzona la diorite manda delle apofisi entro gli scisti della zona dei laghi ed interclusi di questi stanno entro la diorite, si può dedurre che la intrusione di tale roccia avvenne con ogni probabilità lungo la linea di distacco tra le due zone che sono da essa separate. Almeno in rispondenza dell'alto lago di Como, sempre lungo questa linea di contatto, e precisamente tra diorite e zona dei laghi, avvennero poi verosimilmente anche ulteriori spostamenti che portarono a contatto dolomia e diorite e che ingenerarono, sia pure localmente, un contatto anormale tra le varie formazioni costituenti la zona dei

---

[1]) Vedi E. Repossi. *I filoni pegmatitici di Olgiasca. Ritrovamento in essi di minerali d'uranio* (Atti Soc. Ital. Sc. Nat.; vol. 53. Milano, 1914). In questa nota sono riassunti i risultati anche di tutti i lavori precedenti sull'argomento, miei e di altri autori.

[2]) Vedi V. Novarese [44].

laghi o comprese per sinclinale o per frattura entro questa, e la diorite stessa. Ad oriente del lago di Como, la massa dioritica (Melzi [22], Cornelius [70]) si stacca dal diretto contatto con gli scisti dei laghi (o « scisti di Morbegno » del Cornelius) e devia verso nord. La linea di distacco tra le due formazioni sembra prolungarsi verso est, separando gli « scisti di Morbegno » dalla « zona meridionale dei gneiss valtellinesi » del Cornelius i quali verrebbero presumibilmente a collegarsi col complesso gneissico che nella bassa valle della Mera sta a nord della diorite.

II. La formazione dioritica del M. Bassetta.

1. Cenni generali.

Su tutte le carte geologiche che noi possediamo della regione studiata, ed in modo particolarmente preciso sulle carte più recenti (Theobald, Rolle, Taramelli, Heim e Schmidt, Ufficio Geol. etc.), appare segnata una lunga e stretta zona di gneiss anfibolici o dioritici, che, partendo dal M. Spluga Meridionale, e passando sopra Sorico e Domaso e lungo il versante nord della Valle del Liro e della Valle Morobbia scende sino a Giubiasco presso Bellinzona. Nelle carte più particolareggiate una seconda zona della stessa roccia, immensamente più breve, traversa la valle del Ticino sopra Bellinzona, ad Arbedo, sei chilometri a nord di Giubiasco. La sua equivalenza con la prima non è però ancora provata con argomenti irrefutabili.

Nel tratto ad occidente del bacino lariano, la maggiore potenza della formazione appare al M. Marmontana, sopra il Passo di S. Jorio; per tutto il rimanente lo spessore dei gneiss anfibolici è molto limitato, relativamente s'intende all'estensione in direzione della formazione stessa.

Ad oriente della valle della Mera invece la potenza della massa gneissica va aumentando notevolmente, abbracciando tutta la grandiosa massa del M. Spluga (carta Melzi), anche entro la Val del Masino. In alcune carte poi (Theobald, Heim e Schmidt) i gneiss anfibolici appaiono dilatati al punto di investire, traverso l'alta valle dei Ratti, la val Codera e la stessa valle Bregaglia, tutto l'enorme massiccio del serizzo ghiandone di V. Masino.

L'uniformità petrografica della roccia, almeno nel tratto ad occidente del Monte Bassetta, è già stata affermata, come pure la sua netta separazione non solo, come or ora dicemmo, dalle formazioni che la costeggiano verso sud, ma anche da quelle che formano il suo contatto verso nord (Rolle).

La natura di questa zona gneissico-dioritica così bene individuata, la forma del suo affioramento, ed ancor più la direzione di questo hanno fatto sorgere l'ipotesi che essa potesse rappresentare la continuazione verso oriente della notissima « zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano », di cui non si conobbe sino a non molti anni or sono tutta la complessità. L'ipotesi anzi fu più volte ripetuta da diversi autori ed accettata come un criterio di collegamento tra le linee strutturali delle Alpi Piemontesi e quelle, meno note, delle Alpi Lombarde.

Questa ipotesi, formulata senza il controllo di un preciso rilievo e di un attendibile confronto petrografico, fu causa di non poche inesattezze nella costruzione di disegni sintetici della geologia alpina, come ben nota il Novarese [44], il quale per il primo nega recisamente che la formazione dioritica del Bassetta possa ritenersi collegata alla zona Ivrea-Verbano da un nesso qualsiasi, tectonico o petrografico.

Secondo l'opinione di questo competentissimo autore, delle tre zone che vengono a formare la riva destra del Lago Maggiore, e cioè la zona degli scisti di Fobello e Rimella, la zona diorito-kinzigitica d'Ivrea, e la zona gneissico-micascistosa da lui detta *dei laghi*, solo quest'ultima prosegue ad oriente del bacino verbano. La dislocazione riconosciuta che forma distacco tra la zona degli scisti di Fobello e Rimella e quella diorito-kinzigitica di Ivrea, si continuerebbe con quella che abbiamo prima accennato tra la zona dei laghi e la diorite del Bassetta nella regione da noi esaminata, con la scomparsa completa di rappresentanti delle altre due zone.

La questione qui, come ognun vede, si complica, e solo l'esame particolareggiato della potente e complessa formazione che sta a nord della zona dioritica del Bassetta potrà permetterci in seguito di portar qualche contributo alla sua soluzione. Difatti solo questo esame ci autorizzerà a collegare eventualmente la grande massa di gneiss e di scisti sillimanitici della bassa valle della Mera con qualcuna delle zone riconosciute nelle regioni ad occidente di essa, e ci permetterà di conseguenza di confermare quanto siam venuti dicendo fin qui.

Per ora il compito nostro si restringe allo studio particolareggiato del gneiss dioritico di cui abbiamo fatto con qualche diligenza il rilievo dal M. Spluga sino in valle del Liro, ad ovest di Gravedona. Esaurito questo studio, potremo trarne qualche conclusione.

* * *

Se si percorre la antica strada che dai casolari di Vedescia, presso la stazione ferroviaria di Dubino, risale verso Verceia, costeggiando al piede il fianco occidentale del Monte Bassetta, pochi metri prima del rivo che scende a Spinida (V. figura 3) s'incontra il netto contatto fra i gneiss della zona dei laghi e la roccia dioritica, la quale, come sopra dicemmo, presenta qui una spiccata laminazione in perfetto accordo col piano di scistosità del gneiss. Il complesso delle due formazioni è diretto pressochè esattamente da est ad ovest, ed il piano di contatto è sensibilmente verticale.

La formazione gneissico-dioritica manifesta subito un carattere distintissimo da quello delle formazioni antecedenti, e, quantunque vi si notino delle variazioni anche abbastanza notevoli di facies, l'impressione che se ne riceve è quella di una grande uniformità; uniformità che va facendosi in tutti i sensi quasi assoluta di mano in mano che si procede verso nord.

Pochi metri prima dei casolari di Brugo, ad un chilometro e mezzo circa dal contatto sud, si incontra il limite nord della massa rocciosa, altrettanto netto e spiccato. La continuità della formazione, la quale comincia e termina bruscamente, nè presenta intercalazione alcuna di masse estranee, è forse il carattere suo che colpisce di più, specie in confronto di quanto avviene nelle formazioni adiacenti, costituite da alternanze ripetute di tipi litologici distinti o sfumantisi rapidamente l'uno nell'altro ed è una delle migliori prove, sul terreno, dell'origine eruttiva di tutta la massa.

Tale uniformità della massa dioritica si nota dovunque questa fu da me esaminata sia ad oriente come ad occidente della linea ora accennata; tantochè essa è la formazione che forse con maggiore precisione si può delimitare sulla carta geologica.

Risalendo da Sorico verso Dascio, da Gera verso Bugiallo, o la valle di Livo, o quella del Liro verso la valle dei Dossi, oppure varcando il dorso del M. Bassetta, in ogni luogo i contatti della diorite sono nettissimi e la massa sua perfettamente compatta e dotata di assoluta continuità. Ma, come torno a ripetere, questa grande uniformità di aspetto

va intesa in senso alquanto relativo. Infatti, se nettissimo è il distacco della massa dioritica dalle rocce includenti ed assolutamente costante quella che si potrebbe chiamare la fisonomia generale della roccia, ciò non di meno si notano in essa, gradualmente sfumantisi l'una nell'altra ed inseparabili, facies differenti pel grado di laminazione subìto, differenti per grana e struttura, differenti per composizione mineralogica.

Il fatto stesso che finora la formazione del Bassetta fu chiamata sempre *gneiss anfibolico*, o *gneiss dioritico* o *sienitico*, dimostra che in generale essa presenta una scistosità abbastanza marcata. Ed infatti nel caso ordinario la qualifica di *gneiss* le torna del tutto appropriata, presentando essa molto evidenti le tracce di un'intensa laminazione. Ma, come avviene sempre in siffatto genere di formazioni alpine, sonvi plaghe in cui la scistosità aumenta notevolmente e plaghe, molto rare però, in cui questa è macroscopicamente appena percettibile per una più facile divisibilità della roccia in certe direzioni e per un certo allineamento dell'elemento micaceo-anfibolico. Assai scistosa è ad esempio la roccia presso Spinida, al confine meridionale della formazione, mentre verso il cuore della massa specie là dove, come al M. Bassetta, lo spessore della zona è maggiore, essa può dirsi quasi assolutamente massiccia. Mancano poi affatto le strutture zonate tanto frequenti nelle forme più tipiche dei gneiss.

Assai uniforme si mantiene per vaste plaghe la grana della roccia, sufficientemente grossa perchè si distinguano con grande facilità i componenti essenziali della roccia stessa. Non mancano poi, quantunque non siano molto frequenti, le facies a grana grossolana, con elementi felspatici, anfibolici o micacei di parecchi millimetri di diametro, paragonabili a quelle più grossolane del serizzo di Val Masino. E neppure mancano, sebbene ancor più rare, le facies a grana fina, che son anche quelle a scistosità più marcata. Le due fotografie della tav. I, fatte con eguale ingrandimento, danno l'idea di tale variabilità di grana, la fig 1 rappresentando una delle facies massiccie a grana piuttosto grossa e la fig. 2 una delle facies a scistosità abbastanza marcata a grana media. Uguale distacco come tra le due facies rappresentate dalla tav. I c'è fra le facies a grana media e quelle a grana fina.

La struttura ordinaria della roccia si potrebbe chiamare *granulare regolare* (*omeoblastica* della nomenclatura degli scisti cristallini di Grubenmann), ma pure abbastanza frequenti e veramente caratteristiche sono le *strutture porfiroidi* date dallo sviluppo, talvolta molto considerevole, degli individui plagioclasici che possono superare il centimetro nella massima dimensione. Eccezionalmente le facies porfiroidi sono tali per lo sviluppo esagerato di individui anfibolici: di solito poi, in questi casi, sono egualmente sviluppati anche gli individui felspatici.

Le forme porfiroidi laminate, che son le più consuete, danno delle tipiche *facies occhiadine* o *ghiandolari*, dove gli elementi ghiandolari più tipici sono appunto formati dai grossi felspati (vedi esempi tipici specie nelle figure 1, 2, 3, e 4 nella tav. III), e solo eccezionalmente da anfiboli, da epidoto, da quarzo. Belle forme porfiroidi s'incontrano nella valletta di Spinida ed in tutto il M. Bassetta; a grossi anfiboli, sopra il Passo d'Adda e sul M. Spluga, come ebbe pure a notare il Melzi ne' suoi rilievi in Valle del Masino [22].

Il colore predominante della roccia in massa è grigio-scuro con marcata tonalità verde per il prevalere dell'elemento colorato anfibolico-micaceo, specie sulle superficie di scistosità. Qualche volta l'abbondanza considerevole dell'epidoto dà alla roccia una gradazione di colore verde assai più chiara e distinta: sonvi anzi delle superficie di scorrimento (bellissime al Passo d'Adda e sopra Sorico) interamente coperte di una spalmatura verde

pistacchio di epidoto. Tale altra volta la tonalità di colore prevalente è la bruna nelle facies in cui l'anfibolo scarseggia o manca quasi del tutto e la biotite forma l'elemento colorato dominante della roccia.

L'abbondanza, variabile entro limiti abbastanza estesi, degli elementi chiari quarzo-felspatici fa pur variare naturalmente anche l'intensità di tinta della roccia, e, sebbene piuttosto raramente, si hanno delle plaghe chiarissime assai distinte.

Con quanto siam venuti dicendo intorno alle variazioni di aspetto e di struttura della roccia abbiamo implicitamente accennato anche alle sue variazioni di composizione mineralogica, ed alle diverse facies che ne risultano. Queste si possono ridurre essenzialmente a due: la *facies anfibolica*, di gran lunga predominante, e la *facies biotitica*. Si passa dall'una all'altra per progressivo impoverimento di anfibolo.

Poi che i componenti essenziali della roccia sono, fra gli elementi chiari, il *plagioclasio* ed il *quarzo*, e, fra gli elementi colorati, l'*orneblenda* (che, come dicemmo, può eccezionalmente ridursi di molto), la *biotite* e l'*epidoto*, essa fu giustamente designata come un *gneiss anfibolico* od un *gneiss dioritico, epidotico*. Affatto inesatta è invece la denominazione, pure da qualcuno usata, riferendosi alle facies con anfibolo, di *sienite* o di *gneiss sienitico*.

Data la origine indubitabilmente eruttiva della roccia, la quale ci è provata sia dai suoi caratteri strutturali, sia dai suoi rapporti con le formazioni includenti, sia dalle manifestazioni filoniane, dalle quali è accompagnata e di cui diremo in appresso qualche parola, sia, infine, da una quantità di altre considerazioni che saranno messe poi nella dovuta luce, riteniamo opportuno chiamarla senz'altro una *diorite quarzosa, micaceo-anfibolica, con epidoto accessorio*, seguendo in ciò i concetti di nomenclatura inaugurati coraggiosamente dal Weinschenck [1]) e da molti seguiti. La ricchezza sua in biotite, ed una innegabile analogia con altre masse eruttive alpine sviluppate nell'alta Valcamonica e nelle regioni confinanti [2]), ci permetterebbe pure di indicarla petrograficamente col nome di *tonalite*.

Quando abbiamo più sopra affermato che la massa dioritica del M. Bassetta presenta una assoluta compattezza e continuità, ci riferivamo principalmente alla eventuale intercalazione in essa di masse di rocce estranee od alla esistenza di apofisi della diorite nelle formazioni circostanti. E già abbiamo notato come l'uno e l'altro di questi fenomeni, e specialmente il primo, siano affatto eccezionali [3]). L'espressione usata dovrebbe essere considerevolmente modificata quando volessimo tener conto delle manifestazioni filoniane che dipendono dalla diorite e dell'unico esempio finora rilevato di filoni granitici entro la diorite stessa.

Infatti, la presenza in essa di filoni aplitici o pegmatitoidi è, si può dire, costante lungo tutta la zona d'affioramento esaminata, ed in alcuni punti essi sono anche notevolmente abbondanti. I più comuni sono i filoncelli pegmatitici, con gli elementi più grossi non inferiori a 2-3 centimetri di diametro. Con grande uniformità di composizione, questi filoncelli, di rado più potenti di qualche decimetro, intersecano la massa dioritica in vari sensi, nè mi fu dato mai di vederli uscire da essa per protendersi nelle formazioni circostanti. Uno assai evidente, si osserva presso i casolari di Brugo, in vicinanza del contatto

---

[1]) E. Weinschenk. *Grundzüge der Gesteinskunde*. (Freiburg i. Breisgau, 1902-1905).

[2]) Vedi, ad esempio, la tonalite del gruppo della Presanella, nella descrizione del Trener [40].

[3]) Il Mattirolo [24] cita alcuni piccoli ed eccezionali interclusi scistosi entro la diorite da lui rinvenuti nei pressi di Spinida.

nord della diorite. Numerosi filoncelli si trovano anche nella lontana valle dei Dossi, sopra Gravedona, e, più presso l'area centrale della regione esaminata, sopra Sorico e il Passo d'Adda.

I componenti essenziali di queste pegmatiti sono l'*ortoclasio*, leggermente roseo, un *plagioclasio* acido, bianco o bianco-verdognolo, il *quarzo* e la *biotite*, frequentemente cloritizzata. Fra i minerali accessori notasi principalmente il *granato* roseo.

Più rari assai sono i *filoncelli aplitici*, di cui si osservano esempi specialmente nei dintorni di Sorico. Le venette aplitiche, di color bianco-verdognolo, a grana finissima, non superano mai i 4-5 centimetri di potenza.

Sopra il Passo d'Adda notai pure un interessante filoncello di 8-10 centimetri di potenza, che potrebbesi qualificare come una vera *porfirite dioritica*. Ha una struttura abbastanza marcatamente porfirica. Gli interclusi sono formati da individui idiomorfi di *anfibolo* e da cristalli grossetti di *titanite*, mentre la massa fondamentale risulta di un aggregato granulare di *felspato* e *quarzo*.

Sopra il Passo d'Adda, a qualche centinaio di metri a nord di questo, si osserva inoltre il solo esempio notevole che ho potuto riscontrare di intercalazioni di rocce estranee entro la diorite: voglio dire dell'accennato filone di granito.

Si tratta di un filone della più tipica roccia di Riva, che attraversa la formazione dioritica in direzione sensibilmente est ovest e inclinazione un po' variabile, ma vicina sempre alla verticale. La sua potenza supera il metro; verso il basso il filone si sdoppia in due filoncelli minori includenti grossi brani della diorite, che non sembra aver subito, in contatto del granito, alterazione alcuna.

L'importanza geologica di questo filone per stabilire l'età relativa delle emersioni granitica e dioritica è evidente, ed avremo occasione di riprenderla in esame nelle conclusioni generali che sarà possibile ricavare dallo studio petrografico particolareggiato della formazione di cui ora ci occupiamo.

2. Descrizione petrografica.

Forme normali, massicce o scistose, della diorite del Monte Bassetta e di Sorico.

Roccia a grana media o alquanto grossetta e scistosità più o meno marcata non mai molto forte e talvolta ridotta ad una irregolare struttura parallela. Colore d'insieme grigio-verde piuttosto scuro, d'intensità leggermente variabile da punto a punto. Per alterazione superficiale la roccia diventa talvolta nerastra.

Le sezioni parallele alla scistosità hanno superficie scabra e ineguale e mostrano essenzialmente l'elemento micaceo-anfibolico. Gli elementi chiari, che formano dei piccoli nuclei o delle lenticciole allungate nel senso della scistosità, danno sulle sezioni longitudinali e normali a questa una irregolare macchiatura bianca, passante ad un aspetto microocellare.

L'esame macroscopico svela quasi unicamente la presenza dei componenti essenziali della roccia, ossia del felspato, bianco-opaco, i cui granuli più grossetti mostrano talvolta evidente la geminazione di Carlsbad, del quarzo, formante lenticciole più irregolari, dell'anfibolo verde scurissimo, quasi nero, e della mica nera. Un attento esame rivela anche la presenza di granuli verde-pistacchio epidotici, e, più raramente, quella degli individui allungati, giallo-miele, di titanite.

L'esame microscopico, oltre a permettere il riconoscimento di non scarsi minerali accessori, dimostra una struttura cataclastica notevolmente pronunciata anche nelle facies

in cui gli effetti del dinamometamorfismo sono macroscopicamente meno evidenti. La struttura cataclastica è in ispecial modo sviluppata nel quarzo e, subordinatamente, nel felspato: meno evidente negli altri elementi, almeno nei casi ordinarî.

I componenti essenziali della roccia sono plagioclasio, quarzo, orneblenda, biotite, epidoto, e, in quantità molto minore, ortoclasio; i componenti accessorî: titanite, apatite, zircone, magnetite, solfuri metallici e, come prodotti secondarî, muscovite, clorite, rutilo, calcite e limonite.

Il plagioclasio è l'elemento di gran lunga predominante fra i componenti della roccia, ed in alcuni casi la sua quantità supera notevolmente quella di tutti gli altri elementi riuniti. Ordinariamente è abbastanza evidente una separazione in due serie degli individui plagioclasici: una serie di individui di dimensioni alquanto maggiori e tendenti all'idiomorfismo, ed una serie di granuli minori, irregolari, intimamente mescolati ai granuli quarzosi, e formanti talvolta con questi una sorta di corona intorno agli individui di più grandi dimensioni. Questa separazione in duplice serie diventa spiccatissima nelle forme porfiroidi della roccia.

Assolutamente costante la geminazione polisintetica secondo la legge dell'albite con lamelle di geminazione più o meno fine, ma non mai finissime e serrate. Con questa legge di geminazione si associa spesso la legge di Carlsbad, negli individui maggiori, e la legge del periclino, e non mancano casi in cui le tre leggi sono riunite nello stesso gruppo geminato.

Frequenti, sempre negli individui di maggiori dimensioni e tendenti all'idiomorfismo, le tracce di struttura zonale talvolta passanti a strutture zonate tipiche (vedi tav. III. fig. 3) con zone alterne di diversa acidità, ma normalmente più acide verso la periferia.

Numerosissime misure degli angoli di estinzione simmetrica nei geminati albitici hanno dato valori massimi oscillanti tra 24° e 26° a seconda delle sezioni. Questi massimi sembrano avere un valore alquanto inferiore (21°-22°) nei granuli felspatici minori. Uno dei più begli individui zonati, che appare molto opportunamente tagliato nella sezione sottile, dà nettamente un angolo d'estinzione simmetrica di 21° nella plaga interna e di 13° nella zona periferica.

Dei frequenti geminati albite-Carlsbad alcuni si prestano egregiamente a misura e se ne ottennero i valori seguenti:

	a	*b*	*c*	*d*	*e*	*f*
1.	— 13°	— 13 1/4°	— 13 1/2°	+ 20 1/2°	+ 21°	+ 22°
2.	— 9°	— 10°	— 11°	+ 23°	+ 24°	+ 25°
3.	— 9 1/2°	— 10°	— 10 1/2°	+ 24°	+ 25°	+ 26°
4.		— 9°			+ 24°	
5.	— 7°	— 7 1/2°	— 8°	+ 22°	+ 23°	+ 24°
6.		— 9°			+ 26°	

Nei confronti col balsamo la linea di Becke entra sempre nel minerale in modo abbastanza energico.

Nei confronti col quarzo, non sempre molto chiari, data la ordinaria grande frantumazione di questo minerale, la linea di Becke entra nel felspato in tutti i casi: solo qualche volta, nei confronti in posizione incrociata, ε del quarzo appare sensibilmente eguale ad α' del felspato.

Tutti questi dati dimostrano che i plagioclasî della roccia sono compresi entro i termini della *andesina basica*, e precisamente i più acidi sembrano avvicinarsi a miscele $Ab_4 An_3$ od anche ad $Ab_3 An_2$, mentre i termini più basici, formanti il nucleo degli individui felspatici di maggiori dimensioni, si avvicinano a miscele $Ab_1 An_1$.

Il plagioclasio della roccia del Bassetta è ordinariamente fresco anche nei campioni di roccia presi nelle parti più superficiali, e solo in qualche caso presenta un principio di intorbidamento per alterazione in lamelle muscovitiche o clinozoisitiche, e con formazione di piccole quantità di calcite che si infiltra nelle screpolature del felspato stesso e dei minerali circostanti.

Le deformazioni meccaniche degli individui plagioclasici sono evidenti quasi solamente negli individui di maggiori dimensioni e, come vedremo, diventano sempre più marcate di mano in mano che si passa alle forme più nettamente porfiroidi e, naturalmente, a quelle che appaiono anche macroscopicamente più deformate. Esse si riducono di solito, nelle forme più massicce, ad una fina frantumazione periferica degli individui cristallini; talvolta questi appaiono rotti o spezzettati in tutta la loro massa e le lamelle di geminazione incurvate o spostate.

Non raramente negli individui a più evidente zonatura si osservano serie di inclusioni aciculari di apatite, di zircone, di epidoto regolarmente disposte e distribuite in nettissime zone concentriche (vedi tav. III, fig. 3). Una disposizione regolare hanno di solito anche le inclusioni isolate, a netti contorni cristallini, che non mancano quasi mai nei grandi plagioclasî e che sono ordinariamente costituite, oltre che dai minerali sunnominati, da biotite ed eccezionalmente anche da altri minerali.

In quantità enormemente più scarsa del plagioclasio, quantunque non manchi quasi mai nelle sezioni, è l'ortoclasio, che si può ritenere anche in via assoluta uno dei componenti più scarsi, sebbene caratteristicamente diffuso, della roccia. Esso forma plaghette irregolarissime e di limitatissime dimensioni, costantemente modellate sui minerali coi quali vengono a contatto. È di solito associato al quarzo, anche in intima miscela, e forma con questo minutissimi concrescimenti vermicolari. Facilmente riconoscibile per il basso valore della sua rifrazione e per un caratteristico intorbidamento, presenta spesso tracce marcate di deformazioni meccaniche svelate da vere e proprie estinzioni ondulate. Non vi si riconoscono però mai delle schiette strutture microcliniche, nè tracce sicure di una geminazione qualsiasi.

Un componente essenziale, di quantità ben altrimenti rilevante, sebbene molto variabile, ed in qualche caso abbastanza abbondante anche se paragonato all'elemento felspatico, è il quarzo, il quale forma evidentemente l'ultimo prodotto di consolidazione del magma. I suoi granuli, le sue lenticciole, i suoi straterelli si modellano infatti su tutti gli altri componenti della roccia ed a volta a volta li includono.

Il suo modo più comune di presentarsi è quello di piccole lenti irregolari, formate da un mosaico di granuli a margine inegualmente dentellato e diversamente orientati. Talvolta, specie nelle forme con laminazione più evidente, queste lenticciole appaiono assai allungate e con una tipica disposizione ondulata si insinuano fra gli altri componenti della roccia e li circondano. In queste lenti, l'esame a nicols incrociati mostra pure i più tipici esempî di estinzioni ondulate, comuni del resto a tutti gli individui di questo minerale, che sembra destinato a dar i segni più evidenti delle deformazioni meccaniche alle quali la roccia fu sottoposta (vedi tav. III, fig. 5).

I granuli di quarzo presentano con qualche frequenza sciami e serie di minute inclusioni liquide e gassose col consueto aspetto. Granuli tondeggianti di questo minerale si

trovano associati ed inclusi, insieme con granuli simili di plagioclasio, entro certi individui anfibolici ed epidotici non infrequenti, che ne ricevono un caratteristico aspetto cribroso (vedi tav. II, figure 1, 2, 3, 4).

Più tipici e notevolmente frequenti sono i concrescimenti vermicolari del quarzo col plagioclasio, oltre che con l'ortoclasio (vedi tav. III, fig. 6), nè sull'importanza della diffusione loro nella roccia è necessario insistere.

Non sempre facile riesce distinguere il quarzo primario da quello di formazione secondaria: in alcuni casi però a quest'ultima categoria sono da ascriversi senza dubbio alcuno sottili venuzze quarzose infiltrate entro gli altri componenti della roccia.

Fra gli elementi essenziali colorati, nella massa dioritica principale, ordinariamente ha una certa prevalenza l'anfibolo, che presenta sempre i caratteri della orneblenda comune.

Gli individui anfibolici hanno di solito dimensioni relativamente grandi, raggiungendo 3-4 millimetri di lunghezza: sono piuttosto tozzi e assai di rado presentano una tendenza spiccata all'idiomorfismo. Di solito l'osservazione microscopica mostra il loro contorno irregolare, qualche volta quasi sfrangiato alle estremità del cristallo. Solo i più piccoli individui, inclusi negli altri elementi della roccia, hanno frequentemente delle sezioni basali con un regolare contorno a losanga.

Non di rado, come or ora dicemmo, i grandi individui anfibolici hanno un marcatissimo aspetto cribroso (vedi tav. II, fig. 1 e 2) ed il margine loro presenta incavature a contorno curvo, regolare, che farebbe pensare ad una specie di corrosione per riassorbimento magmatico del minerale. In questi casi, entro il quarzo ed il felspato riempienti i vani si trovano inclusi a lor volta piccoli individui idiomorfi di orneblenda.

Il colore del minerale in massa è verde scuro. In sezione sottile la colorazione è abbastanza intensa ed il pleocroismo marcato:

$\mathfrak{a}$ = verde giallognolo,
$\mathfrak{b}$ = verde erba intenso,
$\mathfrak{c}$ = verde azzurro intenso.

L'assorbimento secondo $\mathfrak{b}$ e $\mathfrak{c}$ ha press'a poco la stessa intensità ed è molto maggiore che secondo $\mathfrak{a}$, al quale corrisponde talvolta una tinta giallo-verdognola assai chiara e somigliantissima a quella delle sezioni epidotiche.

Non è raro il caso che la plaga centrale degli individui anfibolici abbia una tinta sensibilmente bruniccia in confronto alla zona periferica, di tinta verde più pura. È pure frequente il caso che i cristalli d'orneblenda abbiano una bordatura, ordinariamente sottile, di tinta azzurro-verdognola chiarissima e ben distinta, come pure accade talvolta che gli individui anfibolici siano terminati alle due estremità da vere e tipiche cuspidi di accrescimento secondario di colore verde-mare chiarissimo, distinte dal resto del cristallo anche da una birifrazione leggermente più bassa.

Frequentissima la geminazione secondo (100), qualche volta con lamelle poligeminate: gli individui di maggiori dimensioni sono raramente semplici, tanto che le sezioni sottili della roccia ricevono da questa frequenza della geminazione una vera impronta caratteristica (vedi tav. I, fig. 1 e tav. II, fig. 2).

L'angolo d'estinzione misurato sulle sezioni longitudinali aventi ben nette le tracce della sfaldatura prismatica, e spesso presentanti estinzioni abbastanza rigorosamente sim-

metriche, ha un valore piuttosto alto, raggiungendo in molti casi i 20°-22°, ed anche 23°. In qualche sezione si ottengono valori non superiori a 13°-14°. Talvolta vi è una leggera differenza (non superante i 2°-3°) fra l'angolo d'estinzione della plaga bruno verdiccia interna e quello della zona periferica.

Sono frequenti le associazioni e le reciproche implicazioni dell'anfibolo con la biotite e con l'epidoto. Talvolta le lamine biotitiche sono regolarmente disposte entro l'anfibolo e parallele alle facce di sfaldatura di questo.

L'anfibolo, oltre i minerali fin qui ricordati, contiene spesso inclusi sciami di cristalli idiomorfi di titanite, prismetti apatitici, zircone e rari cristallini di ossidi di ferro e di solfuri.

Solo in casi assai rari appare evidente un'alterazione epidotica dell'anfibolo.

Un elemento di importanza equivalente o poco inferiore a quella dell'anfibolo, è la biotite. La sua presenza è anzi più costante di quella dell'anfibolo e il suo quantitativo è meno oscillante. Vedremo infatti che essa si mantiene press'a poco nelle stesse proporzioni anche quando l'anfibolo viene a mancare quasi totalmente.

Nelle forme massicce della roccia il parallelismo delle lamelle biotitiche non è molto evidente, sebbene si noti in esse sempre una certa regolarità di disposizione. Nelle facies più scistose invece (vedi tav. I, fig. 2) le lamelle ed i fasci di lamelle di biotite si dispongono in serie ondulate, con andamento subparallelo, e mettono in evidenza la struttura ghiandolare o microocellare della roccia, che non manca mai nelle forme anche più laminate.

Le lamelle biotitiche, ordinariamente piccole, ma talvolta anche di dimensioni più che discrete (2-3 mm. di diametro), hanno in massa un colore quasi perfettamente nero; in sezione sottile presentano di solito un forte pleocroismo, che va dal giallo-bruniccio chiarissimo al bruno-verde od al bruno intenso. Le lamine che sono talora incluse nei grandi individui plagioclasici, a contorni ordinariamente regolari, hanno di consueto una tinta notevolmente più intensa ed un color bruno-marrone.

Non raro un graduale inverdimento della biotite, che avviene senza una sensibile alterazione nei caratteri della birifrangenza. Il pleocroismo in tal caso varia dal giallo-bruno chiarissimo ad un verde-erba intenso, quasi anfibolico. L'inverdimento, che può abbracciare solo alcune delle lamine di un fascio o solo una parte di una stessa lamina, quando è più risentito sembra portare ad una leggera diminuzione del valore della birifrazione. Sia le lamelle di color normale, sia quelle che hanno subito questa alterazione di tinta, osservate a luce convergente appaiono quasi esattamente uniassiche, con carattere negativo.

È il minerale che si associa più intimamente all'anfibolo, il quale non ne è mai scompagnato. Pure assai costante è la sua riunione con l'epidoto. Furono anche osservate associazioni di tipo micropegmatitico col quarzo.

Contiene inclusi con grande frequenza, oltre i minerali ora detti, la titanite, l'apatite, lo zircone.

Frequenti le deformazioni meccaniche, che si manifestano specialmente con incurvamenti ed arricciamenti delle lamine, e non infrequente pure l'alterazione in clorite, che avviene nel comune modo: il minerale diventa verde-azzurrognolo chiaro, con pleocroismo poco intenso da verde-giallognolo chiarissimo a verde-glauco, la sua birifrazione diventa bassissima ed i colori d'interferenza azzurrastri. Frequentemente questa alterazione è accompagnata dalla separazione di minuti granuli epidotici, di minerali neri, opachi (ossidi di ferro), e qualche volta dal formarsi di aghetti di rutilo.

Un minerale che, nella roccia del M. Bassetta, per la sua abbondanza e per la costanza assoluta della sua presenza, viene ad assumere una funzione importante fra i componenti

colorati ed un valore caratteristico, è l'epidoto. Già dicemmo ch'esso è bene visibile anche col semplice esame macroscopico dei campioni. In alcuni casi poi si hanno delle vere concentrazioni e venuzze di epidoto, distintissime, sparse entro la roccia. Le superficie di scorrimento ne sono spesso interamente ricoperte, e mostrano il più tipico color verde pistacchio.

L'esame microscopico conferma in tutte le sezioni la presenza del minerale e dà l'impressione ch'esso sia anche più diffuso di quanto possa apparire ad un primo esame.

Anche l'epidoto si presenta nelle sezioni sotto due forme principali: in individui di grandi dimensioni, ed in sciami o gruppi di minuti granuli.

Gli individui epidotici più grandi (vedi tav. II, fig. 3 e 4), raggiungenti spesso il diametro di 3-4 millimetri, hanno talvolta una netta tendenza all'idiomorfismo o sono anche perfettamente idiomorfi, e tale altra volta invece mostrano una forma irregolarissima o delle vere strutture cribrose o scheletriche. I cristalli con più spiccato idiomorfismo si trovano quasi esclusivamente fra quelli che sono interamente ravvolti dalla biotite (tav. II, fig. 3), mentre gli individui associati all'anfibolo ed agli altri elementi della roccia mostrano spesso i casi di maggiore irregolarità.

I grandi individui costituiscono in frequenti casi, nello stesso modo che i grandi individui plagioclasici, i nuclei delle forme ghiandolari (tav. I, fig. 2, e tav. II, fig. 3 e 6), e sono, come quelli e come le ghiandole quarzose, regolarmente rivestiti dagli straterelli ondulati di lamine biotitiche.

Altrettanto tipica è l'associazione intima, già ricordata, dell'epidoto con l'orneblenda e con la biotite, con implicazione reciproca, che dimostra in questi minerali almeno una parziale contemporaneità d'origine.

Gli sciami di granuli minori, normalmente associati ai fasci di lamelle biotitiche ed agli individui orneblendici, svelano assai spesso in modo chiarissimo la loro origine secondaria. In piccoli individui, perfettamente limitati da facce cristalline, l'epidoto si trova infine incluso, come già dicemmo, entro i grandi cristalli plagioclasici.

Le sezioni dei cristalli d'epidoto mostrano spesso molto fitte e marcate le tracce della sfaldatura secondo (001) e nelle sezioni pressochè normali ad y, alcune delle quali tanto belle da prestarsi ai più delicati controlli ottici, appaiono talvolta bene evidenti anche quelle della sfaldatura (100) formanti con le prime un angolo di 64^0 circa (esattamente $64\,^1/_2{}^0$). Qualche volta, specie nelle facies della roccia più soggette a dinamometamorfismo, queste traccie di sfaldatura diventano così nette e così profondamente incise da dare al minerale una spiccata somiglianza con certi pirosseni.

Non sono rari i geminati secondo la consueta legge (piano di geminazione 100). Eccezionalmente invece notansi geminati polisintetici, sempre però con poche lamelle di geminazione, secondo la medesima legge. In sezioni di tali geminati pressochè esattamente coincidenti con (0 1 0), l'estinzione nei due individui diventa simmetrica e vi si trovarono valori sensibilmente eguali a 3^0 (c : a) (Vedi tav. II, fig. 3).

Il colore del minerale in sezione sottile è ordinariamente giallo chiaro, con un pleocroismo appena percettibile da giallo chiarissimo a giallo verdognolo, pure assai chiaro, e con $c > b > a$.

Rari sono, nelle forme anfiboliche normali della diorite del Bassetta, gli individui epidotici con un nucleo di carattere ortitico; pure il caso si nota qualche volta, svelato dalla diversità di colore di tali nuclei, aventi un pleocroismo molto più distinto nei toni del bruno, e dalla differenza di estinzione. Meno frequente pare la presenza di nuclei clinozoisitici, dotati di birifrangenza notevolmente più bassa.

Un fenomeno più costante nelle plaghe della roccia in cui sono maggiormente accentuati i processi di alterazione ci è offerto dall' epidoto a contatto con la biotite, pur essa in via d' alterazione cloritica. Là dove gli individui si trovano in tali condizioni, il loro colore, su una zona più o meno larga lungo il contatto con la clorite, diventa giallo-verde o giallo-limone molto intenso, con un forte pleocroismo:

$\mathfrak{c}$ = giallo-verde vivo,
$\mathfrak{a}$ = giallo-limone, chiaro.

La zona verde intensa, prolungantesi talvolta lungo le screpolature del minerale, è ordinariamente accompagnata da evidentissimo accrescimento secondario dell' individuo epidotico a spese della biotite alterata. Tutta questa parte più verde si distingue dal resto inalterato dell' individuo epidotico per una birifrangenza più viva e per un diverso valore dell' estinzione (vedi tav. II, fig. 4).

L' esame a luce convergente sulle sezioni sensibilmente parallele ad y mostra spesso chiaramente che il piano degli assi ottici è sempre normale a tale asse, e ci permette di diagnosticare in modo sicuro anche per questa via il nostro minerale, talvolta confondibile pel suo aspetto col pirosseno, di cui si affermò altra volta la presenza nella roccia [24].

L' epidoto, spesso incluso nei grossi individui plagioclasici, include a sua volta, nelle forme cribrose, granuli felspatici e granuli quarzosi. Frequente è poi l' inclusione in esso, oltre che dell' anfibolo e della biotite, di cristalli idiomorfi di titanite, di apatite e di zircone.

Fra i componenti accessorî della roccia si deve citare innanzi tutto la titanite, la cui diffusione è nel caso nostro veramente caratteristica e dotata di notevole uniformità. Raro è il caso che nelle forme normali della roccia essa sia distinguibile ad occhio nudo fra i componenti di questa, quantunque l'esame microscopico dimostri che i suoi individui, costantemente idiomorfi, abbiano talvolta notevoli dimensioni. Si presenta in cristalli isolati con la tipica forma romboidale allungata (vedi tav. II, fig. 6) od in sciami di individui col caratteristico aspetto di nova d' insetto.

Sono abbastanza frequenti i geminati, sia di due individui, sia polisintetici, i quali ultimi, spesso formati da numerose lamelle di geminazione, sembrano particolarmente diffusi nelle facies della roccia più energicamente dinamometamorfosate.

Negli individui maggiori sono spesso visibili le tracce di sfaldatura. Essi sono torbidicci ed ordinariamente mostrano un pleocroismo appena percettibile nei toni del giallo bruniccio: qualche volta il pleocroismo diventa più intenso fra il giallo miele e il giallo rossiccio.

La titanite è inclusa in tutti i componenti essenziali della roccia indifferentemente, ma in modo speciale nei componenti colorati e nel felspato.

Un altro componente accessorio sempre presente nella roccia in quantità molto variabile ma sempre relativamente abbondante è l' apatite. Nelle facies a grana grossolana e di solito dove l' anfibolo è più abbondante si trova in gruppi di granuli irregolarmente sviluppati abbastanza grandi. Ordinariamente però è perfettamente idiomorfa e mostra regolarissime sezioni basali esagonali. Microliti apatitici sono ordinatamente inclusi nel plagioclasio. L' apatite stessa contiene quasi sempre minute inclusioni verosimilmente gassose.

Lo zircone, in minor quantità, è pure diffuso in tutta la roccia, coi consueti caratteri. In qualche caso però attribuisco dubitativamente a questa specie minerale degli in-

dividui (di cui uno ben visibile nel centro della fig. 1 della tav. I) che presentano con una certa costanza una forma tondeggiante alquanto allungata con un solco di sfaldatura longitudinale che li divide in due. Pei caratteri ottici non sono distinguibili dallo zircone e le loro dimensioni e scarsità rendono impossibili controlli d'altra natura.

I cristalli di zircone inclusi nella biotite e nell'anfibolo non presentano che tracce difficilmente percettibili di aureole pleocroiche.

Granuli neri, opachi, di magnetite (attirabili con la calamita) e granuli di solfuri metallici sono rarissimi.

Ad origine secondaria debbono probabilmente attribuirsi, nelle facies più normali della diorite, le rare e minute lamelle di muscovite che rivestono talvolta gli individui plagioclasici, o che appaiono in questi incluse.

Dalla normale alterazione della biotite deriva interamente la clorite, che in tutti i casi osservati è sempre legata al minerale micaceo, ed analoga sembra essere, per le stesse ragioni, l'origine dei rarissimi aghetti di rutilo.

Ad origine sempre secondaria è dovuta senza dubbio alcuno la calcite, pure di rado osservata nella roccia, e la limonite che circonda o sostituisce i solfuri metallici.

Già abbiamo detto come sia di evidente origine secondaria una parte non trascurabile dell'epidoto costituente la roccia, legato strettamente all'alterazione della biotite o come prodotto d'alterazione dell'elemento anfibolico.

Forme biotitiche di Spinida (parte meridionale della massa) (Tav. I, fig. 2).

Entro i limiti della regione esaminata, verso la parte meridionale della massa dioritica, specialmente nelle vicinanze di Spinida, vanno gradualmente sostituendosi alle forme normali, ricche di anfibolo, forme in cui questo minerale è molto più scarso, o scompare totalmente, ed in cui il componente essenziale colorato prevalente rimane la biotite, accompagnata sempre dall'epidoto.

Queste forme, nell'insieme, appaiono alquanto più acide per una maggiore prevalenza dei componenti chiari.

Il componente essenziale più abbondante resta sempre il plagioclasio, di gran lunga predominante su tutti gli altri, ed anche qui è rappresentato da due serie di individui, più grandi e minori, chiaramente separate.

In nulla si distingue il plagioclasio di queste forme da quello delle forme anfiboliche della roccia, se non forse in una acidità leggerissimamente maggiore.

L'ortoclasio è sempre presente in quantità molto piccola, sebbene alquanto superiore a quella delle forme anfiboliche, e con lo stesso modo di sviluppo e di associazione.

Più abbondante, sempre in confronto con le forme prime descritte, è il quarzo.

L'anfibolo, subordinatissimo o del tutto mancante, è talvolta presente solo con qualche granuletto allo stato di inclusione negli individui plagioclasici.

L'epidoto anche nelle forme biotitiche della roccia costituisce un componente importante e là dove si hanno strutture ghiandolari forma spesso i nuclei di queste ghiandole circondati regolarmente dalla biotite. Una notevole differenza sta invece nel fatto che senza confronto più frequenti che nelle forme anfiboliche appaiono gli individui epidotici con nucleo ortitico (vedi tav. II, fig. 5). Sotto questa forma anzi l'ortite è in certi casi un componente caratteristico della roccia, e vi sono sezioni in cui ogni granulo epidotico contiene un nucleo di ortite distintissimo, con intenso pleocroismo dal bruno verdiccio a bruno marrone ed estinzione molto diversa. In uno di tali granuli epidotici, geminato se-

condo la legge consueta e sezionato quasi esattamente secondo (010), mostrante quindi un' estinzione sensibilmente simmetrica nei due subindividui che lo compongono. si misura bene un' estinzione sulla traccia di geminazione di circa 3° nella zona epidotica periferica ed un' estinzione di circa 35° nella plaga ortitica centrale. Girando il tavolino del microscopio, tali geminati mostrano in varie posizioni quattro plaghe di diversa intensità luminose, che li rivelano facilmente anche nell' esame a nicols incrociati.

La diffusione dell' ortite, insieme a quella dell' epidoto, come elementi primarî della diorite del Monte Bassetta costituisce uno dei suoi caratteri petrografici più degni di nota [1]).

Nulla di particolare notasi nei componenti accessorî delle forme biotitiche.

Noteremo invece che, mentre le varietà di tali forme che tendono più nettamente alla struttura massiccia e quelle ad elementi più grossolani assomigliano molto pel loro aspetto esterno alle forme non porfiroidi del serizzo ghiandone della vicina Valmasino, nell'estrema zona sud della massa, a contatto coi gneiss del massiccio dei laghi, si sviluppano in via eccezionale delle facies assai scistose, a grana finissima, quasi esclusivamente biotitico-epidotiche.

Queste facies, passanti per gradi alle forme antecedenti, e quindi senza dubbio alcuno formanti parte integrante della massa dioritica, presentano una uniformità molto maggiore nelle dimensioni dei granuli e nella distribuzione dei varî elementi. Non vi si distinguono che assai malamente le due serie di individui plagioclasici notate nelle forme fin qui descritte e, dove vi è traccia di una struttura microocellare, le ghiandole sono piuttosto costituite dagli individui epidotici, abbondanti e spesso tendenti ad uno spiccato idiomorfismo.

Le lamelle biotitiche, piccole e abbondantissime, marcano la scistosità della roccia con la loro disposizione a straterelli discontinui leggermente ondulati, e sono anche distribuite in tutta la roccia, alla quale impartiscono un colore scuro. Nera in massa, la biotite ha anche qui un pleocroismo intenso da giallo bruno a bruno verdastro piuttosto scuro.

Nulla di particolare si nota nelle lenticelle e negli straterelli quarzosi, a granuli minuti e con tracce di energiche deformazioni meccaniche. Al quarzo si associa in quantità estremamente scarsa l'ortoclasio.

Scarso, ma in individui grossetti, l'anfibolo coi consueti caratteri.

La titanite non manca ed è talvolta accompagnata da ilmenite. Relativamente abbondante, ed individui relativamente grandi, l'apatite. Scarso invece, anche come minerale accessorio, lo zircone, in minutissimi cristalli ben formati.

Forme porfiroidi della diorite del Bassetta e di Spinida.

Con modificazioni del pari gradualissime si passa, nella massa del M. Bassetta e specialmente a sud del M. Soffricio e presso Spinida, dalle forme granulari o leggermente ghiandolari a forme francamente e tipicamente porfiroidi, con bianchi interclusi felspatici che raggiungono 1 — 2 centimetri di lunghezza. Tanto le forme anfiboliche quanto le forme biotitiche della roccia presentano facies porfiroidi, ma queste sembrano assai più di fre-

---

[1]) L'ortite e l'epidoto, diffusi come elementi primarî in roccie eruttive, furono già osservati da Iddings e Cross in graniti, sieniti e dioriti. A. E. Törneböhm notò l'ortite primaria negli ortogneiss della Selva Nera e della Siberia orientale. Concrescimenti ortite-epidoto furono pure osservati dallo Stella (vedi Bollettino Comit. Geol., 1895, pag. 291) nelle Alpi. Il Gutzwiller [57] nota questi minerali in un gneiss iniettato nei pressi di Locarno ed il Trener [40] in rocce dioritiche del gruppo della Presanella.

Secondo l'Iddings (*Igneous Rocks* vol. I; New York, 1909) l'epidoto pirogenetico si forma occasionalmente, solo in rocce di forte acidità.

quente collegate con le seconde anzichè con le prime, almeno nelle loro manifestazioni più caratteristiche.

La separazione in due serie di individui, che abbiamo notato in parte delle sezioni esaminate e che manca o diventa impercettibile solo nelle facies a grana più fina, è nelle forme porfiroidi spinta al suo massimo grado. In queste forme infatti i grossi felspati interclusi sono circondati non solamente da serie di lamine micacee, ma da una sorte di pasta a grana minuta, formata da quarzo e da felspato, in lenti e straterelli che si modellano regolarmente su di essi, e che funziona, specie dove gli interclusi son più frequenti, chiaramente da mesostasi.

L'idiomorfismo degli interclusi felspatici, dove la roccia presenta meno spiccate le tracce di laminazione, è assoluto. In taluni casi il rivestimento micaceo di essi permette quasi di isolarne cristalli interi, perfettamente formati. Questi casi però sono eccezionali e normalmente gli individui felspatici mostrano essi pure di aver subito gli effetti della deformazione meccanica alla quale fu sottoposta tutta la roccia e prendono l'aspetto di grosse ghiandole. L'esame microscopico svela allora in essi la formazione di una zona periferica di fina frantumazione, una spezzettatura generale e spesso un incurvamento marcatissimo delle lamelle di geminazione (Vedi tav. III, specialmente la fig. 4).

L'esame macroscopico di questi interclusi, se mostra in essi la costante geminazione di Carlsbad, che potrebbe a tutta prima farli confondere con gli interclusi ortoclasici di rocce consimili, mostra poi con una più attenta osservazione anche la fina geminazione albitica ed una complessità di struttura spesso notevole. L'esame microscopico precisa interamente quanto la grossolana indagine superficiale aveva fatto intuire. Negli interclusi, sempre ed esclusivamente plagioclasici, non solo sono spesso riunite nel modo più tipico le tre geminazioni albite - Carlsbad - periclino, ma di solito si rileva una complicata ed oltremodo caratteristica spezzatura in numerosi ed irregolari subindividui (vedi tav. III, specialmente la fig. 2), la cui origine, s'è in parte senza dubbio cataclastica, è nel caso forse più generale primaria. Infatti, mentre qualche volta appare evidente la spezzatura e lo spostamento dei frammenti di tali interclusi, altre volte i subindividui non sono affatto spostati e mostrano coi particolari di loro struttura (geminazione, zonatura) la primaria complessità del grosso cristalloide di cui fanno parte (Tav. III, fig. 2).

Le determinazioni ottiche, che su tali cristalli si possono facilmente istituire e controllare, dimostrano in essi, come già la frequente zonatura comprova, una variazione notevole di composizione anche in confronto coi cristalli minori. L'esame dei geminati doppi albite - Carlsbad, che in questo caso serve egregiamente, porta a risultati estremi abbastanza distanti l'un dall'altro.

Infatti, mentre in una serie di misure si ottennero i seguenti risultati:

	a	*b*	*c*	*d*	*e*	*f*
1.	— 15°	— 15°	— 15°	+ 26°	+ 28°	+ 30°
2.	— 14°	— 15°	— 16°	+ 24°	+ 24 1/2°	+ 25°
3.	— 15°	— 15 1/2°	— 16°	+ 23°	+ 24°	+ 25°
4.	— 8°	— 9°	— 10°	+ 23°	+ 24°	+ 25°
5.	— 8°	— 8°	— 8°	+ 24°	+ 25°	+ 26°
6.	— 5°	— 5 1/2°	— 6°	+ 22°	+ 24°	+ 26°

che porterebbero ancora a termini dell'*andesina basica* compresi fra $Ab_4 An_3$ e $Ab_1 An_1$, in altri casi si ottennero:

	a	*b*	*c*	*d*	*e*	*f*
1.		— 6°			+ 16°	
2.	— 6°	— 7°	8°	+ 11°	+ 13°	+ 15°

che poi accordano con termini dell'*andesina acida* vicini ad $Ab_5 An_3$.

Lamelle di sfaldatura staccate dagli interclusi dànno, su (001), delle estinzioni comprese fra — 2° e — 5°, e su (010), estinzioni variabili da — 10° a — 20°.

Confronti col quarzo, non sempre facili per la forma della linea di contatto fra i due minerali, in qualche caso dànno

$$\gamma^1 > \omega \qquad \alpha^1 < \varepsilon$$

in accordo con un'andesina acida, ma di solito rispondono ad un termine più basico con α^1 sensibilmente eguale o maggior di ε.

Determinazioni di peso specifico, eseguite col metodo delle soluzioni pesanti, su frammentini staccati dai grossi plagioclasi degli interclusi e scelti con ogni precauzione, hanno dato come valori estremi d = 2.661, e d = 2.668. Eccezionalmente si ottenne d = 2.635, che risponderebbe addirittura ad un termine oligoclasico [1]).

Nelle facies porfiroidi non manca mai l'ortoclasio, sempre però in piccolissima quantità e allotriomorfo rispetto a tutti gli altri componenti, come pure non mancano mai i già ricordati concrescimenti quarzo - ortoclasio e quarzo - plagioclasio (Tav. III, fig. 6).

Dei componenti essenziali colorati nulla di particolare c'è da notare, salva la relativa scarsità dell'elemento anfibolico nelle facies porfiroidi, che presentano del resto in qualche caso un generale impoverimento dei componenti colorati: orneblenda, biotite, epidoto.

In alcune sezioni di tali forme noto invece con qualche maggiore frequenza la muscovite, in lamelle non tutte piccole e non tutte, almeno apparentemente, di origine secondaria. Tali lamelle, collegate strettamente con lamine biotitiche, concorrono al rivestimento pellicolare caratteristico degli interclusi plagioclasici.

Nulla di particolare nei componenti accessorî, che si presentano all'incirca coi caratteri notati nelle forme più normali della roccia.

Forme porfiroidi anfiboliche di Sorico.

Abbiamo già ricordata l'esistenza, nelle vicinanze del Passo d'Adda, di forme riccamente anfiboliche in cui la struttura porfiroide, più che dallo sviluppo prevalente degli individui plagioclasici, è dovuta allo sviluppo eccezionale dell'anfibolo. L'aspetto di tali forme è quasi pegmatitoide. La grandezza degli interclusi di orneblenda non giunge mai a quella notata negli interclusi plagioclasici delle forme ora descritte, ma può superare i 7 — 8 millimetri nella maggiore dimensione. Tali individui, quasi costantemente geminati e tendenti nettamente ad uno sviluppo idiomorfo, sono verde - nerastri in massa e intensamente pleocroici anche in sezione.

[1]) Nell'ultima edizione della « *Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine* » di H. Rosenbusch (vol. I, parte 2ª; Stuttgart, 1905) sono dati per i varî termini dell'oligoclasio pesi specifici variabili da 2.638 a 2.664 per l'andesina pesi di 2.665-2.684 e per la labradorite pesi di 2.685-2.717.

Poco evidente la zona marginale chiara, rilevata solitamente nelle forme normali. Estinzioni sulle tracce di sfaldatura nelle sezioni longitudinali relativamente alte (22^0 — 23^0).

Le associazioni e le inclusioni dell'anfibolo di queste forme non differiscono sostanzialmente da quelle notate nelle altre.

Caratteristica la scarsità di biotite e di epidoto, il quale ultimo bene spesso è associato all'anfibolo in modo da rendere evidente la sua origine per alterazione di questo. Frequente l'inverdimento della biotite, con pleocroismo da giallo bruno chiarissimo a verde erba, mentre le lamine normali vanno da giallo bruno a bruno noce.

Degli elementi incolori nulla di particolare è da notarsi. Il plagioclasio forma anche qui da solo gli individui felspatici più grandi, mentre il felspato che in granuli minuti si associa intimamente al quarzo per costituire quella sorta di pasta fondamentale in cui sembrano immersi i più vistosi individui è prevalentemente da ascriversi all'ortoclasio, soventi volte fresco o appena torbidiccio.

I grandi individui plagioclasici, con le consuete geminazioni, sono frequentemente zonati. Le estinzioni massime nella zona simmetrica non superano 23^0 — 24^0. In un bellissimo individuo zonato si misura al centro un'estinzione simmetrica di 20^0 ad alla periferia di 16^0. Dei componenti accessori nulla vi è da mettere in ispeciale rilievo, salvo la eccezionale grandezza e frequenza della titanite. I cristalli di titanite, col loro caratteristico color giallo - miele o giallo - bruno, sono bene visibili ad occhio nudo nella roccia e perfettamente idiomorfi.

Collegate con queste forme porfiroidi a grandi anfiboli sono, sempre nelle vicinanze di Sorico, delle forme che si potrebbero chiamare pegmatitoidi, intercalate a zone ad in lenti alle forme normali. Il loro aspetto deriva specialmente da una più netta separazione dei vari componenti visibili ad occhio nudo e da una più spiccata tendenza di questi all'idiomorfismo. Le relazioni fra queste forme e quelle a struttura più normale della roccia non sono molto chiare, e, ad ogni modo, appaiono ben diverse da quelle che presentano i filoncelli aplitici e pegmatitici, che verremo in seguito descrivendo.

Notiamo ancora l'esistenza di nuclei amigdaloidi, di pochi centimetri di diametro, sparsi eccezionalmente nella roccia, con una tipica struttura pegmatitica. In essi, regolarmente ravvolti da una camicia anfibolica o biotitico - anfibolica, spiccano particolarmente i grossi cristalli di anfibolo e di titanite.

Venette aplitiche e pegmatitiche.

Nel cuore della massa dioritica, sopra il Passo d'Adda, s'incontrano qualche rara volta sottili vene aventi tutti i caratteri di tipiche apliti. Si tratta di rocce a grana finissima ed uniforme, con un colore bianco verdognolo, nettamente distinte dalla roccia che le include. L'esame microscopico, piuttosto che una struttura panidiomorfa, vi rivela una struttura panallotriomorfa, del resto mascherata ed alterata dalle energiche deformazioni meccaniche che sono comuni a tutta la massa dioritica.

Nell'insieme però l'uniforme grossezza e la regolarità dei granuli felspatici e quarzosi, e le relazioni tra gli uni e gli altri dànno alla struttura della roccia un aspetto abbastanza tipicamente aplitico.

Componenti essenziali della roccia, in proporzioni assolutamente predominanti, appaiono il felspato ed il quarzo.

L'elemento felspatico è costituito con leggera prevalenza dall'ortoclasio, abbondante, costantemente torbido ed in alcuni casi con un sensibile principio di alterazione, con formazione dei soliti prodotti. Rari i geminati, sempre secondo la legge di Carlsbad.

Non frequenti pure, ma molto tipiche, le associazioni micropegmatitiche e vermicolari col quarzo. Si notano spesso nell'ortoclasio energiche deformazioni meccaniche, con estinzioni ondulate, che passano in qualche caso a forme microcliniche assolutamente caratteristiche; di guisa che anche il microclino va citato fra i componenti della roccia.

In quantità poco inferiore si trova il plagioclasio, il quale si riconosce facilmente per il valore più alto de' suoi indici di rifrazione e per la costante geminazione albitica. L'indice di rifrazione appare in qualche caso sensibilmente eguale a quello del balsamo, ma ordinariamente superiore. Le estinzioni nella zona simmetrica giungono ad un massimo di $5^0 — 6^0$. Si tratta dunque di un felspato appartenente al gruppo dell'oligoclasio basico (intorno ad $Ab_3 An_1$).

Il quarzo, abbastanza abbondante, si presenta in gruppi e serie di granuli a margine dentellato, circondanti gli individui felspatici. Ha bellissime estinzioni ondulate; e contiene abbondanti inclusioni liquide e gasose disposte in serie subparallele, oltre ad inclusioni finamente aciculari indeterminabili (forse di rutilo o di tormalina). Fra gli elementi colorati, scarsissimi, deve essere prima ricordata la biotite, la quale appare quasi costantemente trasformata in clorite di colore verde intenso e bassissima birifrazione. A questa si associa talvolta l'epidoto.

Poco meno rara l'ortite, in sciametti di granuli con intenso pleocroismo da giallo a bruno, tipico.

Scarsa l'apatite, in prismetti ben formati, e rarissime le lamelle di muscovite ed i prismetti di tormalina fortemente pleocroici nei toni dell'azzurro verdognolo.

Senza confronto più frequenti sono le vene pegmatitiche, che, come già dicemmo, si trovano diffuse in tutta la zona dioritica da noi esaminata, dal Monte Bassetta alla valle del Liro. Tali venette, raramente dotate di uno spessore superiore a 4 — 5 centimetri, hanno l'aspetto di pegmatiti tipiche, con elementi, relativamente alla potenza delle vene, abbastanza grossi.

Risultano formate da ortoclasio bianco o leggermente roseo, da plagioclasio (oligoclasio), da quarzo e da biotite, ordinariamente in via d'alterazione. Fra i componenti accessorî notasi frequentemente (specie nel gruppo del Bassetta) il granato, leggermente roseo, e raramente la tormalina [1]).

Di molto maggiore interesse, pel suo caratterc eccezionale, è il già ricordato filoncello del Passo d'Adda, che abbiamo creduto di poter qualificare come una *porfirite dioritica.*

Esso rappresenta però, almeno per quanto si potè rilevare, un fenomeno affatto isolato. Il suo indiscusso e stretto legame con la roccia che lo include concorre nondimeno validamente a compiere il quadro geologico della formazione ora studiata e di cui cercheremo in appresso di stabilire un legame con le formazioni adiacenti in direzione, ossia con le regioni ad est e ad ovest.

---

[1]) In un campione notai la presenza di piccolissime quantità di un minerale nero, opaco, a lucentezza non metallica, che non si potè determinare per la sua eccessiva scarsità.

III. Collegamenti della zona dioritica del M. Bassetta con le formazioni ad est ed a ovest di essa. Conclusioni.

Già dicemmo del prolungamento verso occidente della zona dioritica del M. Bassetta, che giunge a Giubiasco sotto Bellinzona e che fu esaminato fin oltre la valle del Liro, poco lunge dal suo termine. Esaminiamo ora con qualche maggiore diligenza il prolungamento della diorite verso oriente, nella valle del Masino, per la quale ci può essere valida guida, oltre la carta e le classiche memorie del Theobald [3, 4], lo studio completo e più moderno del Melzi [22] [1]).

La carta del Theobald, che, oltre la valle del Masino, comprende le parti alte delle valli dei Ratti e Codera, rappresenta la struttura geologica di queste regioni in un modo che, se non conoscessimo ormai la realtà delle cose, oseremmo chiamar singolare e difficilmente giustificabile. In essa infatti, mentre tutta la cresta montuosa che dal Bassetta e dal M. Spluga meridionale per il gruppo del Ligoncio, si spinge a nord sino al Pizzo Badile, separando le valli dei Ratti e Codera dalla val Masino, e poi si dirige ad est, formando tutto il grandioso sfondo di questa valle, coi pizzi Cengalo e del Ferro e con le cime di Castello e Sissone, e giunge sino al Disgrazia, appare costituita senza interruzione di serizzo ghiandone (*Granit* e *Codera-Granit*), le conche vallive e le parti meno elevate dei monti, nei due opposti versanti di questi, appaiono regolarmente formate da gneiss anfibolico; di modo che le due rocce sembrerebbero avere una distribuzione semplicemente regolata dalla quota altimetrica. L'estrema propaggine sud - occidentale di questo complesso granito - gneissico forma, nel foglio XX della grande carta geologica Svizzera (quello colorito dal Theobald), il tratto di cresta che dal M. Spluga giunge al M. Bassetta. Nell'adiacente foglio XIX, rilevato dal Rolle, la continuazione di tale tratto di cresta appare interamente formata dal gneiss dioritico ora studiato (*Hornblendegneis* del Rolle). I due fogli della grande carta geologica Svizzera (ad 1 : 100000), che comprendono le due metà della catena M. Soffricio - Bassetta - M. Spluga meridionale, sono dunque in disaccordo. Il gneiss anfibolico del Rolle si continuerebbe col gneiss anfibolico del Theobald sui due fianchi nord e sud della catena, ma sarebbe bruscamente sostituito dal serizzo - ghiandone, qualificato come granito da questo autore, in tutta la parte più elevata di essa.

Le cose appaiono alquanto diverse nella carta geologica della Valle del Masino tracciata dal Melzi, la quale si trova in accordo con quella del Rolle e toglie quanto di strano c'è in quella Theobald. Secondo il rilievo del Melzi, risalendo la valle del Masino s'incontra dapprima un complesso di rocce rispondente a quello osservato nei pressi di Dubino, e facente dunque parte della formazione detta « dei laghi »; poi si attraversa (sopra Cattaeggio) una zona di gneiss anfibolici, i quali salgono a formare verso occidente l'intera massa del M. Spluga; ed infine si giunge (prima di S. Martino) alla potente formazione dei gneiss porfiroidi (serizzo ghiandone), di cui risulta tutta la parte alta della Valle del

[1]) A conclusioni perfettamente corrispondenti alle mie, che già esposi nella mia nota preliminare [67] sullo studio della Val della Mera, pubblicata nello scorso anno, giunsero pure lo Staub [70] ed il Cornelius [71]. I nostri risultati si completano dunque a vicenda, e per questa ragione ritengo utile pubblicare nella sua integrità questa memoria anche per quanto riguarda la tonalite del Bassetta, sebbene gli studi dei predetti autori, posteriori alla mia nota preliminare, precedano l'attuale pubblicazione di qualche mese e sembrino rendere in parte superflua la sua documentazione.

Masino, ossia tutte le cime che dal Pizzo Badile al Sissone formano lo sfondo della valle e tutta la catena di vette che dal Badile al Ligoncio separa la valle del Masino dalla Valle Codera e dal versante settentrionale della valle dei Ratti. Nella vasta area coperta dal gneiss porfiroide appaiono però varie grandi isole di gneiss anfibolico.

Prendendo adunque la carta del Melzi nella sua netta espressione dovremmo ritenere che il nostro gneiss dioritico del M. Bassetta, dopo essere salito a formare tutta la massiccia vetta del M. Spluga, attraversi in non potente zona da ovest-sud-ovest ad est-nord-est tutta la valle del Masino sino a toccare la cresta del M. Disgrazia al Pizzo di Pioda, poco a sud del M. Sissone. Un complesso di micascisti e di gneiss varii rispondenti alla zona dei laghi ed una striscia di gneiss beolari, che non è qui il caso di esaminare, rimangono a sud del gneiss dioritico, mentre a nord si sviluppa il serizzo ghiandone, che il Melzi, d'accordo col Bolla [19], qualifica come un gneiss porfiroide. Il serizzo ghiandone segnato dal Theobald allo Spluga scompare nel rilievo del Melzi.

Ma, se invece di considerare, nelle pubblicazioni del Theobald e del Melzi solamente le carte, necessariamente sintetiche nel loro modo di rappresentazione, esaminiamo anche le descrizioni e le analisi che queste carte accompagnano, ci accorgiamo subito come sia vago ed indeciso il confine che questi autori segnano tra il gneiss anfibolico e il gneiss porfiroide e perchè sulle carte possano in parte sostituirsi. Il Theobald, parlando del gneiss anfibolico del Monte Bassetta (Hornblendegneiss, Syenitgneiss), dice che questo si trova: «... in Verbindung mit Granit (serizzo ghiandone), gegen den allmählig seine « Schichten dicker und mässiger werden. Zugleich vergrössern sich die Feldspathkrystalle, « und durch Zurücktreten des Glimmers oder der Hornblende geht er in Syenit oder Granit « über ». ([3], pag. 29). In altro punto afferma che il serizzo si prolunga, con una sottile apofisi, fino al lago di Mezzola ([3] pag. 254 e 261), ed in mescolanza coi gneiss orneblendici forma tutto lo sfondo della valle del Masino (Pizzi del Ferro, di Trubinasca, ecc.): « Granit und Hornblendegneiss... bilden noch den Hintergrund der einsamen Val « dei Ratti, welche die westlich vorspringenden Bergstöcke Lis d'Arnasca und Gajazzo « (Pizzo Ligoncio) von der hinteren Codera scheiden; dann wird die granitische Hauptzug « immer schmäler und endigt als schmales Riff von Hornblendegneiss, Granit und Syenit « (facies anfibolica del Serizzo) nahe am Südende des Lago di Mezzola, rechts von der « Addabrücke, wo er die Thalsohle erreicht, welche hier etwa 220 M. hoch liegen mag « und eine sumpfige Alluvialebene darstellt ».

Il Melzi pure senza giungere ad affermare la identità geologica delle due formazioni, mette ripetutamente in evidenza i graduali ed insensibili passaggi tra l'una e l'altra, e dalla natura gneissica della prima trae ragione per confermare la natura pure gneissica del serizzo ghiandone, qualificato come granito dal Theobald e da altri. Quest'ultima questione è ormai sorpassata e non ha per noi valore alcuno, ma ha invece nel caso nostro notevole importanza la constatazione degli accennati passaggi, che ricordano in modo perfetto i passaggi tra le facies normali e le porfiroidi biotitiche delle dioriti del Bassetta messe in rilievo nell'antecedente nostra analisi.

Ecco come il Melzi descrive il passaggio dai suoi gneiss anfibolici al serizzo ghiandone ([22], pag. 98): « Per un certo tratto oltre Cattaeggio (*verso nord*), il gneiss man- « tiene i caratteri che ho descritti, ma poi vi si vedono apparire dei grossi cristalli idio- « morfi di felspato, i quali si vanno facendo più numerosi, localizzandosi però in certi « punti dove la roccia presenta l'aspetto del così detto *serizzo ghiandone*, pur mantenendo « ancora nel complesso i caratteri del gneiss. Contemporaneamente, ha luogo un'altra

« modificazione: gli elementi anfibolici diminuiscono, mentre la biotite prende il sopravvento « e continuando i cristalli di feldispato a farsi più numerosi, l'orneblenda a diminuire, si « passa a quella forma porfiroide, che è volgarmente indicata col nome di *ghiandone* « della valle di Masino ».

E in un altro punto: « ... numerose escursioni non solo lungo il fondo della valle, « ma anche nella regione più elevata, mi hanno permesso di constatare ripetutamente ed « in varie località quel regolare e graduato passaggio dalla forma gnessica normale alla « porfiroide, che è uno dei più validi argomenti per rifiutare il nome di granito al *serizzo* « *ghiandone* della valle del Masino ».

Un altro passo importante trovasi là dove descrive la traversata dai Bagni del Masino a Morbegno per la cresta di Spluga, che lo porta più verso la plaga del M. Bassetta. Dice il Melzi: « All'altezza di 1800 m. comincia il serizzo a perdere la sua fisionomia caratte- « ristica: i cristalli idiomorfi di feldispato diminuiscono di numero e spesso appaiono « arrotondati ai bordi, aumenta il contenuto in anfibolo, ed appaiono delle porzioni di « vero gneiss in mezzo al serizzo predominante ancora. La trasformazione si va facendo « sempre più accentuata, finchè sul pendio meridionale della cresta, verso il laghetto di « Spluga, la forma porfiroide è completamente e definitivamente sostituita dal gneiss « anfibolico ».

E in un altro punto ancora afferma recisamente ([22] pag. 108): « Non esiste vero « contatto (del gneiss porfiroide, nel quale riappare ancora qua e là la forma di gneiss « anfibolico) col gneiss anfibolico, al quale passa con insensibili sfumature... ».

Quando bene si consideri tutto quanto è qui esposto e si pensi alla natura senza alcun dubbio eruttiva di queste formazioni, si ricava senz'altro la conclusione che i gneiss porfiroidi (serizzo ghiandone) ed i gneiss anfibolici di valle del Masino sono parte di un unico massiccio granito - dioritico, di cui il serizzo rappresenta la porzione granitica, più acida e meno dinamometamorfosata, ed il gneiss anfibolico rappresenta in certo modo una facies dioritica periferica, con metamorfismo meccanico e, se si vuole, con struttura parallela originaria più accentuati. E tutto ciò spiega bene la contraddizione notata fra l'interpretazione del Theobald, e quella del Rolle, poi che si riduce ad uno di quei casi in cui si tratta di determinare a qual giusto limite un granito laminato deve chiamarsi gneiss, ed ognun sa quanta difficoltà e quanto limitato valore chiuda ormai in sè una simile questione.

Importante è lo stabilire che la formazione, nel suo complesso, presenta i caratteri che, qualunque sia l'origine che si vuol attribuire a queste rocce, assegniamo alle masse intrusive. E su tale questione credo non sia possibile muover dubbio quando si sia anche una sola volta percorsa l'alta Valle del Masino ed esaminati con qualche attenzione i caratteri macro e microscopici del serizzo, in tutte le sue varie facies, con tutta la sua continuità di massa, con tutte le tipiche forme filoniane che lo accompagnano [1]).

Se poi, sempre con la scorta delle osservazioni del Melzi, confrontiamo il suo gneiss anfibolico con la diorite del Bassetta, non tardiamo ad accorgerci della strettissima analogia che corre tra le due formazioni, analogia che del resto si poteva già intuire dalla semplice rappresentazione cartografica dei rilievi sopra citati, in cui le due formazioni sono in troppo evidente relazione di continuità l'una con l'altra.

---

[1]) Vedi pure Cornelius [60].

Crediamo di non forzare la portata delle cose affermando che la descrizione data dal Melzi ([22] pag. 110) del gneiss anfibolico di valle del Masino potrebbe con insignificanti variazioni applicarsi alle forme anfiboliche normali della zona Sorico - M. Bassetta. Mentre infatti, confrontando le due descrizioni, tali rocce appaiono formate dagli stessi componenti, con caratteri talvolta identici sin nei più minuti particolari, le differenze si riducono piuttosto a variazioni quantitative che a variazioni qualitative. Nella roccia del Bassetta è un po' più scarso l'ortoclasio e un po' più basico il plagioclasio. E questa diversità troppo bene si accorda con l'ipotesi che la tonalite del Bassetta, strettamente collegata col gneiss anfibolico della valle del Masino, sia pur essa una forma periferica del massiccio granitico del serizzo, più lontana dalla plaga centrale della batolite, perchè possa servir d'argomento per separare le due rocce.

Tale persuasione, acquistata col semplice esame delle opere del Theobald e del Melzi, ci indusse a controllare, sia sul terreno sia con l'osservazione microscopica la continuità e l'identità geologica delle due formazioni, fin qui nettamente separate sulle carte, ed il controllo è riuscito assolutamente positivo.

Fig. 4.

La valle dei Ratti vista dai pressi di Frasnedo.

(A destra: il fianco del M. Bassetta, il Sasso Cucco e, sullo sfondo, il M. Spluga, formati dalla diorite. Il fondo della valle è inciso in una zona di scisti sillimanitici. A sinistra della fotografia i banconi ortogneissici che dal Sasso Manduino scendono verso la Cima di Provinaccio, e, sullo sfondo, le propaggini delle Cime del Calvo verso il Passo di Primalpia, di serizzo ghiandone).

Risalendo la valle dei Ratti lungo il suo fianco sinistro (vedi fig. 4), si può accompagnare regolarmente il contatto del gneiss dioritico con gli scisti ed i gneiss sillimanitici della zona seguente, e in questo percorso si rileva che effettivamente la roccia di Sorico e del M. Bassetta si continua con immutati caratteri sin nel gruppo di Spluga, e da qui, coi lenti e graduali passaggi descritti dal Melzi, si congiunge ai gneiss porfiroidi del gruppo del Ligoncio, caratteristicamente sviluppati nella serie di asprissime vette che separano la valle dei Ratti dalla Val Codera e questa dalla valle del Masino. I gneiss e gli scisti in cui è incisa la valle dei Ratti, e che esamineremo in seguito, vanno ad addossarsi a questa

grandiosa formazione, la quale, come appare dalle carte, costituisce anche in grandissima parte il potente massiccio Albigna - Disgrazia.

Il confronto microscopico, fatto con sezioni delle facies più spiccatamente dioritiche del serizzo di valle del Masino, macroscopicamente indistinguibili dalle forme meno scistose della roccia del Bassetta, è del pari significantissimo. Si può affermare che, specie in certi casi, le sezioni delle due rocce si possono confondere l'una con l'altra; e di ciò, del resto, ognuno si persuaderà facilmente confrontando le nostre figure con quelle che illustrano la memoria del Melzi. Identico l'aspetto generale della roccia, con quella caratteristica struttura che potremmo chiamare porfiroblastica, identico l'aspetto degli interclusi felspatici, spesso zonati, interamente plagioclasici anche nella roccia di Val Masino, e con le tre geminazioni albite-Carlsbad-periclino, identico l'aspetto della pasta quarzo ortoclasica a grana minuta, uguale la frequenza di concrescimenti vermicolari quarzo-plagioclasio, e così via dicendo. L'orneblenda, con le sue forme cribrose, con la sua frequente zonatura e la costante geminazione, la biotite, l'epidoto, leggermente più scarso nella roccia di val Masino, la titanite, l'apatite e persino lo zircone e quei granuli arrotondati e bipartiti dubitativamente riferiti a zircone, che abbiam visto nella roccia del Bassetta, si trovano nelle due rocce poste a confronto con assoluta rassomiglianza anche nei più minuti particolari.

L'acidità leggermente maggiore del plagioclasio, e di tutta la roccia nella zona di Val Masino, è, ripetiamo, sufficientemente giustificata dalla maggiore vicinanza di questa al massiccio centrale granitico.

E, come è naturale, la somiglianza tra diorite del Bassetta e serizzo diminuisce enormemente se si considerano le facies granitiche di quest'ultima roccia, in cui i grandi interclusi felspatici rosei sono interamente ortoclasici. Ma anche in questo caso permane una certa aria una famiglia, che si manifesta specialmente nella natura e nella frequenza di elementi accessorî, quali ad esempio l'epidoto e la titanite assolutamente caratteristici.

In conclusione adunque l'ipotesi che la lunga zona di gneiss dioritici, rilevata dalla valle Morobbia sino al M. Bassetta, si continui in valle del Masino e formi in certo modo una facies dioritica periferica del granitico serizzo ghiandone di valle del Masino, quasi una sorta di grandiosa apofisi di questa roccia intrusa lungo una linea di distacco tectonico, ci pare legittima [1]).

Ed ora, con la scorta dei risultati ottenuti dallo studio microscopico della roccia del Bassetta e dal suo confronto con le classiche formazioni della valle del Masino, riprendiamo brevemente la questione posta fin da principio sulle relazioni che questa grande striscia gneissico-dioritica può avere con le formazioni, ormai egregiamente note, sviluppate ad occidente di essa. La questione si riduce per ora a stabilire se i risultati ottenuti si accordino o meno con l'ipotesi, anche recentemente ammessa non ostante la recisa negazione del Novarese [37, 44], che la diorite del Bassetta rappresenti la continuazione della zona d'Ivrea. Diciamo subito che la risposta non può essere per ora che parziale. E ciò per due ragioni: perchè il concetto che si ebbe sino a pochi anni or sono della così detta « zona dioritica d'Ivrea » venne ultimamente modificandosi in seguito ai rilievi degli ope-

[1]) Come già risulta dalle note antecedentemente inserite, a risultati collimanti con questi son giunti altri autori, e specie il Cornelius [70], per la regione Albigna-Disgrazia. Il « massiccio tonalitico Albigna-Disgrazia » è ormai riconosciuto e la zona studiata in queste pagine non è che una propaggine di esso protesa verso occidente e, come ognuno può credere, degna di molto interesse pei quesiti geotectonici delle Alpi.

ratori del R. Ufficio Geologico [1]), e perchè non abbiamo ancora esaminata partitamente la zona a nord del diorite del Bassetta, dalla cui conoscenza non si può, a mio avviso, prescindere per risolvere completamente il quesito.

Infatti, sino a quando la zona d'Ivrea si riteneva formata unicamente da una lunga e ininterrotta striscia di rocce eruttive basiche, quasi come un enorme filone-strato negli scisti, si poteva pensar di paragonare ad essa la striscia, pure continua e regolarissima, delle rocce anfiboliche Sorico-Bassetta, ma ora che, stando ai lavori del Franchi e del Novarese in accordo cogli altri rilevatori dell'Ufficio Geologico, si dovrebbe attribuire alla zona d'Ivrea, detta « zona dioritico-kinzigitica », una complessità molto maggiore, comprendendovi anche una parte dei cosi detti « gneiss della Strona » con forme a granato, a sillimanite, con lenti calcaree, ecc. i due termini posti a confronto non sono più paragonabili, e la questione si complica di molto [2]).

Ad ogni modo, limitando per ora il confronto alla zona dioritica del Bassetta, credo utile mettere in rilievo tre punti principali:

a) Fra le rocce eruttive della zona basica d'Ivrea, note in modo perfetto per gli studî dell'Artini e del Melzi [3]), e quelle del Bassetta c'è, petrograficamente parlando, un profondo distacco, appartenendo quelle (dioriti, gabbri, peridotiti, pirosseniti, ecc.) a forme enormemente più basiche di queste, che si collegano invece a un massiccio granitico.

b) La formazione del Bassetta costituisce un tutto uniforme, semplice e continuo, distinto dalle formazioni adiacenti ad essa verso sud, mentre la zona d'Ivrea, molto più ampia e complessa, risulta multiforme, ed in essa le rocce francamente eruttive sono legate alle formazioni che le costeggiano verso sud-est, sulle quali hanno esercitato un'azione metamorfosante.

c) Tectonicamente parlando, la zona dioritica del Bassetta, a diretto contatto con la zona dei micascisti dei Laghi, ne è probabilmente separata con netto distacco, accompagnato almeno in parte, da notevole dislocazione; la zona eruttiva d'Ivrea appare invece separata da un analogo distacco dalla zona che la costeggia a nord-ovest (Gneiss-Sesia e scisti di Rimella e Fobello), la quale, possiamo dirlo fin d'ora, è ben diversa del complesso che si sviluppa nella bassa valle della Mera, indiscutibilmente molto più simile alla zona occidentale del gneiss-Strona (Artini), co' suoi tipici scisti a sillimanite, che ai gneiss-Sesia ed agli scisti di Rimella. Notiamo inoltre che mentre la zona d'Ivrea mostra strutture nettamente massicce e, nelle forme scistose, tipiche strutture di contatto [4]), la zona del Bassetta presenta le tracce di una diffusa e profonda cataclasi.

---

[1]) Vedi specialmente:

S. Franchi. *Appunti geologici sulla zona dioritico-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti.* (Bolett. R. Comitato Geol.; Roma 1905 fasc. 4° del vol. XXXVI).

V. Novarese. *La zona d'Ivrea.* (Boll. Soc. Geol. Italiana; vol. XXV, fasc. 1; Roma, 1906).

E la *Carta geologica delle Alpi Occidentali* [47], in cui i risultati sono sinteticamente espressi.

[2]) Il quesito, s'io non m'inganno, era già stato in altra forma implicitamente posto da Artini e Melzi (*Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia.* Milano, 1900), i quali, esprimendo la convinzione che la zona basica d'Ivrea si continuasse anche nelle Alpi Lombarde, accennavano (pag. 144) non solo alla diorite del M. Bassetta, ma anche agli scisti sillimanitici, alle intercalazioni peridotiche, anfiboliche e pirosseniche, ecc. che si sviluppano nella zona a nord della diorite.

Noto ancora che lo Stella [44] accenna a rocce granatifere con sillimanite e cordierite, passanti a forme affatto simili a quelle kinzigitiche e stronalitiche della zona Ivrea-Verbano, presso Brusio e la Serra di Morignone ed a sud-est di Tirano. Analoghe osservazioni fecero più di recente alcuni altri autori (Hammer, Trener, ecc.), e specialmente il Cornelius [70], il quale enumera molte forme sillimanitiche nella sua « zona meridionale dei gneiss » della bassa Valtellina.

[3]) E. Artini e G. Melzi. *Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia* (Milano, 1900).

[4]) Vedi V. Novarese, *La zona d'Ivrea.* (Bollett. Soc. Geol. Ital., 1906).

Concludendo adunque parmi di poter affermare:

a) Che la zona d'Ivrea, varia e complessa, non si può paragonare nè ritener equivalente alla zona dioritica del M. Bassetta, uniforme e di semplice struttura;

b) Che neppure le rocce francamente eruttive della zona d'Ivrea, notevolmente basiche e massicce, sono paragonabili alla diorite del Bassetta, collegata con un granito ed essa stessa molto acida e francamente scistosa.

Convengo pertanto pienamente col Novarese nell'opinione che la diorite del Bassetta non rappresenti la continuazione verso oriente della zona diorito-kinzigitica d'Ivrea.

Non credo invece di poter concludere prima di aver descritta la formazione che sta a nord della diorite nella bassa valle della Mera, intorno ad un'altra questione, che spontaneamente si presenta, e cioè se la zona d'Ivrea si continui nelle Alpi Lombarde con altre formazioni che non siano la diorite del Bassetta, o, almeno, vi abbia equivalenti. Chè anzi, come notarono l'Artini e il Melzi pei dintorni di Novate, lo Stella e molti altri per l'alta Valtellina e noi stessi nel corso della trattazione, è innegabile l'analogia tra complessi di rocce nostre e il complesso diorito-kinzigitico Ivrea-Verbano.

Altrettanto incerti ci lascia l'affermazione del Novarese [14], già antecedentemente riportata, che la linea di distacco tra diorite e scisti dei laghi sia la continuazione di quella fra la I zona d'Ivrea e gli scisti di Rimella e Fobello. Ma, ripetiamo, torneremo sulla questione al termine del prossimo capitolo, in cui avremo agio di esaminare quando afferma su questi quesiti anche il Cornelius.

Nello scritto più volte citato [41], il Novarese esprime ancora l'ipotesi che lungo il contatto fra la zona dei laghi e la diorite del Bassetta possa correre il confine alpino-dinarico, opinione questa da altri anche recentemente sotto altra forma espressa [1]). La questione, cui furon date soluzioni molto discordi, è di grande importanza per la geologia generale delle Alpi, e sarà in seguito prospettata. Non mi pare però ch'essa possa risolversi senza una più particolareggiata considerazione delle forme litologiche della stessa zona dei laghi.

Solo poche parole aggiungeremo infine intorno alla età relativa della formazione gneissico-dioritica del M. Bassetta. La determinazione di essa appare infatti legata alla soluzione di questioni ancor troppo incerte perchè si possa pensar di tentarla con assoluta sicurezza di colpire nel segno.

La diorite attraversa gli scisti della zona dei laghi e li ingloba; essa è perciò più recente di questi. Ma ciò significa poco, perchè l'età degli scisti dei laghi, ritenuta arcaica da molti autori (Stella), e da altri indicata solo come precarbonifera, è in ogni modo molto incerta.

D'altra parte le relazioni sue con gli scisti includenti, coi quali è perfettamente concordante, la sua scistosità e le deformazioni meccaniche da cui è affetta, fanno pensare ad una antichità notevolmente maggiore di quella delle altre masse eruttive, che hanno pure traversato gli scisti e che hanno, almeno in parte, una sicura età permiana.

Le relazioni più nette essa le presenta col granito di S. Fedelino, e sono le sole relazioni che coi metodi classici della geologia si possano ritenere assolute.

Il granito di S. Fedelino, discordante con le formazioni gneissiche e scistose che i suoi filoni attraversano, attraversa pure la diorite. Già abbiamo citato il filone granitico entro la diorite, sopra il Passo d'Adda, ed è inutile spendere intorno ad esso altre parole.

---

[1]) Vedi, fra le molte pubblicazioni, quella recentissima di L. Kober, *Alpen und Dinariden* (Geologische Rundschau; vol. V, fasc. 3; 1914).

Ricorderemo invece che anche il serizzo ghiandone dell'alta valle dei Ratti è traversato nettamente dal granito. Come esempio, fissiamo l'attenzione sopra un blocco roccioso, straordinariamente espressivo a questo riguardo, che ci fu dato osservare nei pendii sopra Frasnedo (Vedi fig. 5). In esso sono a contatto il serizzo (Gh) ed il granito di S. Fedelino (Gr), e questo contiene lungo il contatto diversi dei caratteristici interclusi d'ortoclasio roseo del serizzo, semi-digeriti. Un filoncello pegmatitico (FF), con granato e tormalina, affatto identico a quelli che nelle cave di Riva e di Novate traversano a decine la massa del S. Fedelino, li taglia entrambi.

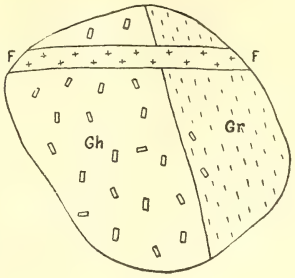
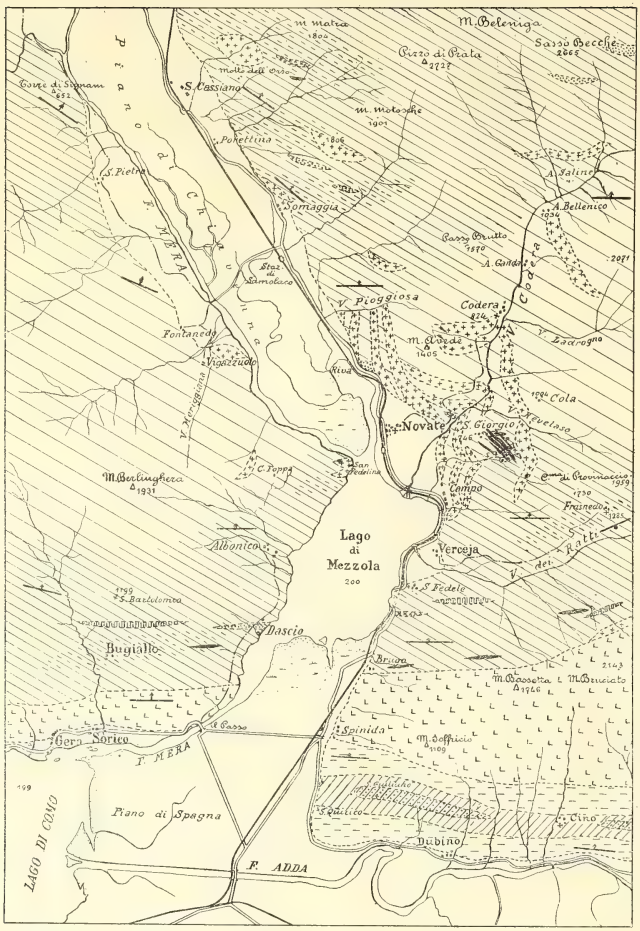


FIG. 5.

Gh = *Serizzo ghiandone*
Gr = *Granito di S. Fedelino*
FF = *Filoncello pegmatitico.*

Entro i limiti della nostra regione, in cui la tonalite del Bassetta è in chiara relazione solo col S. Fedelino e con gli scisti dei laghi, ed il suo contatto con la formazione triasica di Sorico è anormale, ben poco adunque si può stabilire intorno alla determinazione cronologica della intrusione sua. Se dovessimo giudicare solo dai dati offertici dallo studio della valle della Mera, saremmo portati a ritener probabile una antichità relativamente grande della diorite, la quale è almeno antecedente al S. Fedelino. Tale conclusione sarebbe però evidentemente difettosa, perchè fondata sullo studio di una semplice propaggine del grande massiccio granito-dioritico, sviluppato ad oriente della Mera in regioni dove esso viene a contatto con numerose altre formazioni. I geologi che l'hanno recentemente fatto oggetto delle loro osservazioni ne affermano un'età relativamente molto recente, e precisamente cretaceo-eocenica; sarebbe cioè contemporaneo ai primi movimenti di masse del periodo di ripiegamento alpino, nè abbiamo per ora ragioni sicure per respingere tale opinione.

Schizzo geologico della Bassa Valle della Mera.



(Scala 1 : 100 000)

Questo schizzo, già inserito nella mia nota preliminare sulla Valle della Mera [67], ha valore di semplice abbozzo ed è destinato a dar un' idea dell' andamento generale delle varie formazioni sviluppate nella regione e delle principali intercalazioni che in esse s' incontrano, oltre che fornir la necessaria base ai riferimenti topografici.

TAVOLA I.

Fig. 1. — Roccia dioritica, con anfibolo, biotite ed epidoto: forma più comune, massiccia.
Sopra i casolari di Brugo, versante occidentale del Monte Bassetta.
Solo polarizzatore. Ingrand. **25** diam.

Fig. 2. — Roccia dioritica, con epidoto e biotite: forma ghiandolare-porfiroide con forte laminazione (verso il limite meridionale della formazione).
Spinida, sul fianco orientale della valle della Mera.
Solo polarizzatore. Ingrand. **25** diam.

Fig. 1

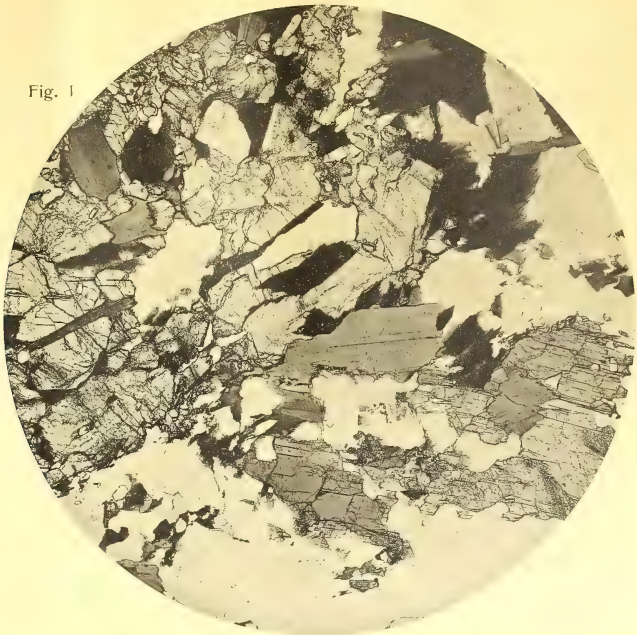


Fig. 2

E. Repossi fot.

TAVOLA II.

Fig. 1. — Anfibolo orneblenda cribroso nella roccia dioritica con forma ghiandolare.
Val Fontana (*versante ovest del M. Soffricio*).
Solo polarizzatore. Ingrand. **18** diam.

Fig. 2. — Anfibolo orneblenda: grosso individuo alquanto cribroso, geminato.
Brugo (*valle della Mera*).
Solo polarizzatore. Ingrand. **18** diam.

Fig. 3. — Epidoto in individui idiomorfi (uno geminato 100) entro la biotite, con orneblenda e titanite.
Nella diorite di *Val Fontana*.
Solo polarizzatore. Ingrand. **35** diam.

Fig. 4. — Epidoto in grossi individui con zone di color verde intenso in contatto con la biotite in via d'alterazione.
Nella roccia dioritica sotto il *Passo d'Adda* (*Sorico*).
Solo polarizzatore. Ingrand. **25** diam.

Fig. 5. — Epidoto con plaga centrale ortitica più intensamente colorata.
Nella roccia dioritica a facies biotitica di *Spinida*.
Solo polarizzatore. Ingrand. **40** diam.

Fig. 6. — Epidoto (con marcatissime tracce di sfaldatura) e titanite involti dalla biotite.
Forma ghiandolare della diorite di *Spinida*.
Solo polarizzatore. Ingrand. **27** diam.

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

Fig. 4

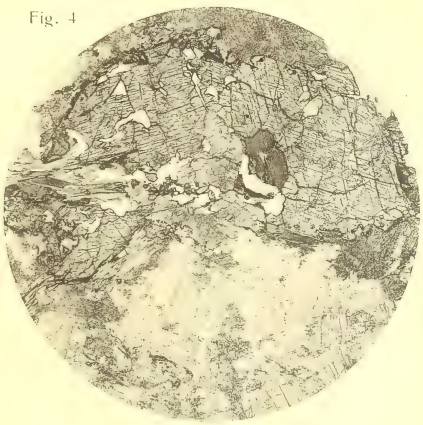


Fig. 5

Fig. 6

E. Repossi fot.

TAVOLA III.

Fig. 1. — Plagioclasio: grosso geminato albite-Carlsbad-periclino. Nella diorite porfiroide.
Monte Bassetta.
Nicols incrociati. Ingrand. **22** diam.

Fig. 2. — Plagioclasio: grosso intercluso a struttura complessa. Sono riunite pure le tre geminazioni; visibilissime alcune plaghe a struttura zonata.
Monte Bassetta.
Nicols incrociati. Ingrand. **22** diam.

Fig. 3. — Plagioclasî zonati. In uno degli individui si possono, con qualche difficoltà, vedere zone di inclusioni ordinate.
Monte Bassetta.
Nicols incrociati. Ingrand. **27** diam.

Fig. 4. — Plagioclasio: grosso geminato albite-Carlsbad con evidenti tracce di deformazione meccanica.
Monte Bassetta.
Nicols incrociati. Ingrand. **22** diam.

Fig. 5. — Lenticciola di quarzo con forte deformazione meccanica. Zona di fina frantumazione, quarzoso-felspatica, circondante gli individui plagioclasici.
Spinida.
Nicols incrociati. Ingrand. **22** diam.

Fig. 6. — Associazioni vermicolate quarzo-felspato.
Monte Bassetta.
Nicols incrociati. Ingrand. **70** diam.

Fig. 1

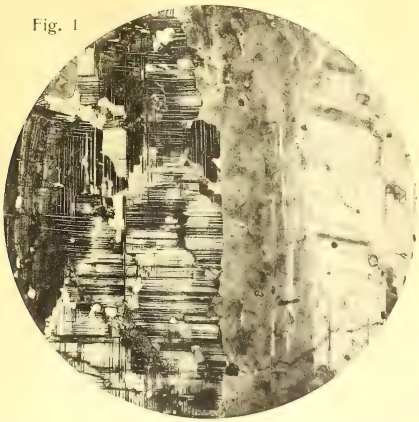


Fig. 2

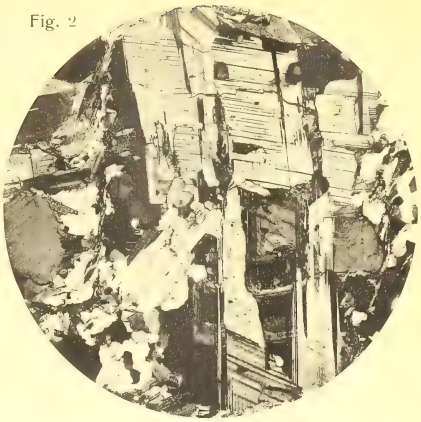


Fig. 3

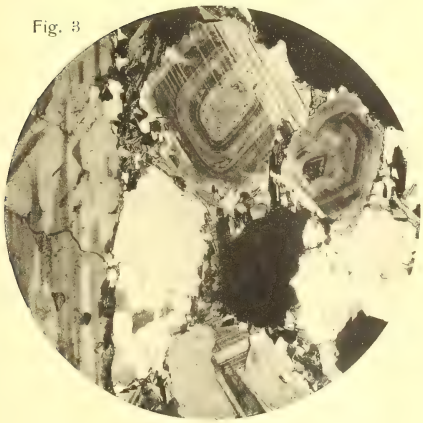


Fig. 4

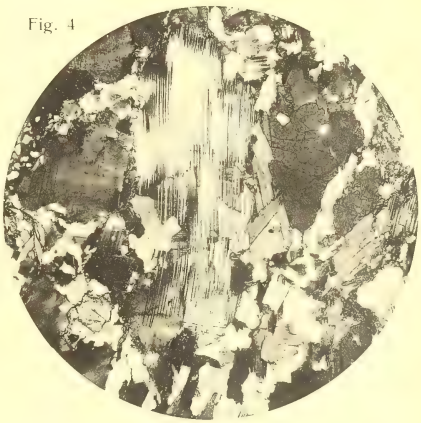


Fig. 5

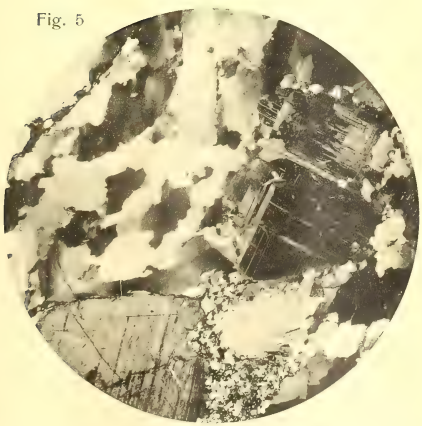
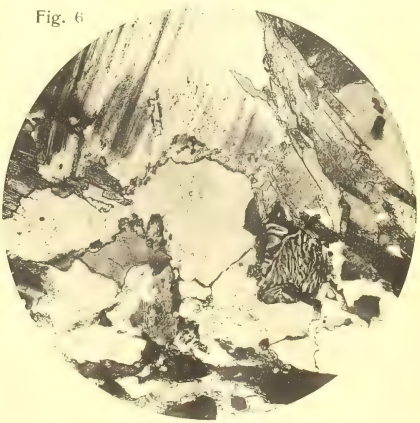


Fig. 6



Prezzo della presente Memoria L. 10.—

SOCIETÀ ITALIANA DI SCIENZE NATURALI
E
MUSEO CIVICO DI STORIA NATURALE DI MILANO

MEMORIE
Volume VIII - Fasc. II

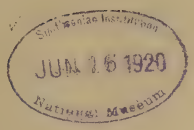
LA BASSA VALLE DELLA MERA

STUDI PETROGRAFICI E GEOLOGICI

PARTE II.ª

Con 9 tavole

EMILIO REPOSSI



PAVIA
PREMIATA TIPOGRAFIA SUCCESSORI FRATELLI FUSI
Largo I° di Via Roma
—
1917

LA BASSA VALLE DELLA MERA

STUDI PETROGRAFICI E GEOLOGICI

SOCIETÀ ITALIANA DI SCIENZE NATURALI
E
MUSEO CIVICO DI STORIA NATURALE DI MILANO

MEMORIE
Volume VIII - Fascicolo II.

LA BASSA VALLE DELLA MERA

STUDI PETROGRAFICI E GEOLOGICI

PARTE II.ª

Con 9 tavole

EMILIO REPOSSI

PAVIA
PREMIATA TIPOGRAFIA SUCCESSORI FRATELLI FUSI
Largo Iº di Via Roma
—
1916

IV. La zona Verceia - S. Cassiano.

1. Cenni generali.

Delle tre zone che abbiamo distinto nella regione studiata, questa, il cui spessore è misurato press'a poco dalla distanza tra Verceia e S. Cassiano, ossia non è inferiore ad una diecina di chilometri, è di gran lunga la più complessa. La sua individualità geologica sembra però sufficientemente provata dallo sviluppo predominante di alcune forme petrografiche assai caratteristiche, che si ripetono e si alternano in tutto lo spessore della zona sfumandosi le une con le altre, come pure dal ripetersi a tutti i livelli delle medesime intercalazioni di masse minori che potremmo chiamare accidentali.

Le forme che hanno assoluto predominio e che imprimono la fisionomia generale alla zona sono essenzialmente gneissiche, tanto che ad essa si potrebbe a buon diritto attribuire il nome di « zona gneissica Verceia-S. Cassiano ». Prevalenti sono gneiss biotitici, di varia grana, i quali passano a volta a volta a gneiss biotitico-anfibolici od a gneiss anfibolico-pirossenici, od a veri micascisti, sempre con notevole scistosità e con una caratteristica diffusione della mica bruna. Le forme micascistose si sviluppano di preferenza nella parte più meridionale della zona, mentre nel cuore di questa, specie in corrispondenza di una linea Berlinghera-Manduino, dove si hanno le intrusioni granitiche più estese, si sviluppano gneiss a due miche, compattissimi, sulla cui origine avremo occasione di tornare in seguito. Frequenti le forme più o meno chiaramente ghiandolari, passanti talvolta a veri gneiss ghiandoni.

A questi gneiss predominanti si collegano e si intercalano in tutto lo spessore della zona forme scistose a sillimanite, spesso ampiamente estese, che, petrograficamente e geologicamente parlando, ne costituiscono forse il carattere più saliente e le imprimono senza dubbio una peculiare fisionomia.

Tra le forme petrografiche che potremmo chiamare subordinate o occidentali, intercalate in banchi od in lenti di ristrette dimensioni alle forme predominanti, vanno in prima linea citate rocce scistose basiche, anfiboliche o pirosseniche, di vario tipo. Meno frequenti, ma oltremodo caratteristiche, rocce oliviniche e serpentinose, e lenti di calcari cristallini, che il più delle volte sono da qualificarsi come veri e propri calcifiri, pure estremamente vari.

Tutte le forme fin qui citate, indipendentemente dalla loro origine prima, costituiscono una netta unità geologica, non solo perchè si ripetono, si alternano o si sfumano le une con le altre, ma anche perchè la loro giacitura è perfettamente concordante e mostrano di aver subito insieme una lunga vicenda di azioni di metamorfismo regionale e dinamico alle quali pure si aggiunsero azioni di contatto probabilmente varie.

Un fenomeno diverso e più recente, come sopra abbiamo già cercato di mostrare, è invece rappresentato dalla intrusione granitica di S. Fedelino, e le rocce che ad esso si collegano costituiscono un tutto nettamente separato dalle forme sopraelencate, allo studio delle quali sarà dedicato il presente capitolo, mentre il seguente sarà riservato allo studio

del granito del S. Fedelino e dei fenomeni di iniezione e di metamorfismo da esso esercitati sulle formazioni adiacenti.

A quest'ultimo proposito crediamo anzi utile stabilire fin d'ora un dato di fatto che ci sembra emergere chiaramente dal nostro esame. Le varie formazioni della zona che stiamo per analizzare furono consecutivamente sottoposte, indipendentemente dai fatti generali di metamorfismo dinamico e regionale, ad almeno due azioni metamorfosanti distinte: una, che pare essenzialmente dovuta alla vastissima intrusione della massa grano-dioritica della Val Masino, l'altra, a mio avviso assai più ristretta, dovuta alla intrusione del granito di S. Fedelino. Nè credo sia agevole, salvo in casi particolari, distinguere tra i numerosi fenomeni di contatto che si riscontrano in vari punti della zona in discorso quali siano quelli dovuti all'una piuttosto che all'altra delle cause citate e quali quelli dovuti ad altre possibili cause ancora. E tutto ciò oltre alle difficoltà non piccole che si hanno nell'attribuire con sicurezza a metamorfismo di contatto alcune pur non trascurabili peculiarità di struttura di molte rocce, e specie delle più acide.

Un fatto generale, che ci sembra di capitale importanza per stabilire l'esistenza di questa duplice azione metamorfosante e per distinguerne, almeno a grandi linee, gli effetti, sta in ciò: che mentre tutta la zona è pervasa dalla intrusione del granito di S. Fedelino, ma questo sembra occupare con la sua massa principale il cuore della zona Verceia-S. Cassiano, i più vasti fenomeni del metamorfismo di contatto si osservano verso i limiti settentrionali della zona. Anzi si può dire che, nelle linee generali, il grado di metamorfismo al quale fu sottoposta tutta la zona vada aumentando di mano in mano che si procede da sud verso nord, pur non mancando in nessun livello le tracce pur saltuarie di un metamorfismo di contatto chiarissimo, specie in certe formazioni che ad esso si prestano in modo particolare. Così ad esempio, mentre si può affermare, che i gneiss cordieritici mostranti anche nel loro aspetto esterno il più classico metamorfismo di contatto non s'incontrano che a nord di Somaggia e specie nel versante sud del M. Matra e del Pizzo di Prata, i calcifiri sono in identico modo metamorfosati tanto nei pressi di Verceia, come a S. Giorgio di Novate, come al Motto dell'Orso sopra S. Cassiano, a tutti i livelli della zona studiata.

E tutto ciò indipendentemente dai fenomeni generali di metamorfismo, i quali procedendo da sud a nord trasversalmente alle varie formazioni, mutano abbastanza nettamente di carattere. Mentre infatti nella parte meridionale prevalgono le caratteristiche di una zona di media profondità nel senso inteso dal Becke e dal Grubenmann, nella parte settentrionale della regione studiata vanno a grado a grado delineandosi quelle di una zona di maggiore profondità. Forme ad evidentissima laminazione, quali sono non poche di quelle che si sviluppano ad immediato contatto con la diorite di Sorico, sul fianco occidentale della valle della Mera, non si riscontrano in nessuno dei punti da me esaminati verso la parte nord della zona qui considerata, e si avvicinano per il tipo del loro metamorfismo abbastanza chiaramente alle masse micascistose della zona dei laghi. Mentre, per l'opposto, le rocce che formano la metà settentrionale della zona Verceia-S. Cassiano presentano per la maggior parte una tessitura notevolmente massiccia, tanto che a molte di esse, prese singolarmente e prescindendo dalle condizioni di giacitura, sarebbero più appropriate le qualifiche di graniti o di dioriti che quella di gneiss, secondo la corrente nomenclatura.

In uno stato di cose di così notevole complicazione non posso sperare di avere sempre, e neppure nella maggior parte dei casi, stabilito con esattezza la diagnosi completa delle

varie forme petrografiche che stiamo per esaminare. Però parmi che il principio posto possa servir a guidare il lettore nei casi dubbi e gli dia modo di controllare di per sè stesso il valore dei fatti qui descritti.

Dal punto di vista tectonico le cose non si presentano in modo molto più chiaro. La direzione generale delle formazioni, esaminata lungo i due fianchi della Valle della Mera, come pure nelle parti più alte delle vallette tributarie, si mantiene pressochè esattamente est-ovest dal contatto con la diorite del Bassetta, ch'è in perfetta concordanza, sin oltre Riva di Novate. Più a nord di questo livello, mentre verso l'alta valle Codera la direzione si mantiene ancora sensibilmente eguale, ed i banconi gneissici incontrano quasi normalmente il fianco del massiccio della Val Masino, verso la parte nord-occidentale della plaga studiata la direzione passa gradualmente a nord-ovest.

Una notevole variazione si ha pure nella inclinazione. E mentre in tutta la metà meridionale della zona e nella stessa valle Codera essa oscilla di poco intorno alla verticale od è fortissima a nord, la inclinazione, mantenendo sempre la sua caratteristica pendenza

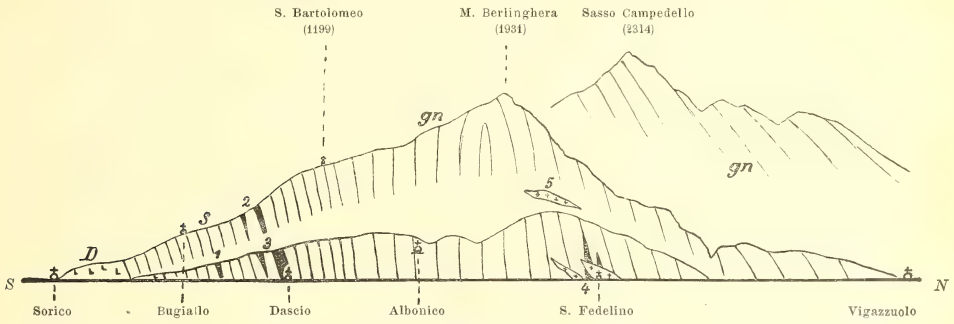


Fig. 7.

Profilo del fianco destro della bassa valle della Mera.

(*D* = Diorite; *s* = Micascisti; *gn* = Gneiss; 1 = Calcare cristallino di Dascio; 2 = Anfiboliti di Peledo; 3 = Rocce verdi di Dascio; 4 = Granito e rocce anfiboliche di S. Fedelino; 5 = Banco granitico sopra C. Foppa).

verso nord, va facendosi molto meno risentita, specie sul fianco destro della valle della Mera, tra Fontanedo e la Torre di Signam. Sul fianco destro della valle della Mera, inteso in senso molto largo, si può anzi rilevare in modo abbastanza chiaro un motivo tectonico che per quanto potei osservare, non è percettibile in modo evidente negli erti banconi gneissici tra le valli Codera e dei Ratti: il motivo di un'ampia anticlinale alquanto ribaltata verso sud, la cui cerniera, diretta press'a poco da ovest ad est, tra il Sasso Campedello e il Pizzo Manduino, andrebbe rialzandosi pure da ovest verso est, sì da scomparire nella metà orientale della plaga studiata. La volta di questa anticlinale appare, oltre che dai rilievi locali, bene evidente a chi osservi dai monti della valle dei Ratti il gruppo di Berlinghera - Sasso Canale - Sasso Campedello, e, poi che la continuità geologica e tectonica delle formazioni i due fianchi della valle della Mera si può ritenere assoluta, altrettanto probabile appare che tale motivo anticlinale rappresenti l'architettura della zona Verceia-S. Cassiano in tutta la plaga esaminata.

Se questa piega anticlinale è, come pare, realmente esistente, essa presenta una sensibile asimmetria di sviluppo tra i due suoi fianchi, il meridionale dei quali appare notevol-

mente meno potente del settentrionale, anche se si tenga ben conto della loro diversa inclinazione.

Il fianco meridionale dell'anticlinale, nel tratto esaminato, sembra interrotto e diminuito dallo sviluppo della potente propaggine dioritica del massiccio della Val Masino, che tra il M. Bassetta, Sorico e la Val del Liro lo separa, insieme con la linea di disturbo tectonico già sopra rilevata, dalle formazioni del massiccio dei laghi. La sua concordanza con la diorite è, come già si disse, perfetta.

Il fianco settentrionale dell'anticlinale si estende sino ai confini della plaga che credemmo di poter figurare nello schizzo di pag. 46, ed oltre questi viene a contatto col complesso delle rocce verdi dei dintorni di Chiavenna, nè appare ben chiaro in quali relazioni esso si trovi con queste. Una cosa è certa: ed è che, come la intrusione granitica del S. Fedelino passò dalla formazione Verceia-S. Cassiano nella diorite del Bassetta verso sud, essa passò pure oltre il contatto di questa formazione con le rocce di Chiavenna, e da tempo è nota la propaggine granitica, che parmi con ogni probabilità legata al S. Fedelino, sviluppata in piena regione serpentinosa, sopra Lottano. Il nucleo dell'anticlinale, entro cui l'intrusione granitica assume il massimo sviluppo, risulterebbe formato dalle più potenti masse gneissiche della zona.

Il probabile motivo anticlinale generale della zona Verceia-S. Cassiano appare qua e là turbato da accidenti tectonici secondari. Nè la cosa può meravigliare in una regione così tormentata e così complicata strutturalmente. Così, ad esempio, una locale deviazione dalla direzione generale delle formazioni si ha proprio nel cuore della zona, presso S. Giorgio di Novate, in un punto dove alla serie dei banchi gneissici è intercalato il più numeroso dei fasci di lenti calcaree che s'incontrino nella regione, in vicinanza della massa principale visibile del granito di S. Fedelino. Altre deviazioni nell'andamento del piano di scistosità s'incontrano sul versante sud del M. Matra, presso il Motto dell'Orso sopra S. Cassiano, ed anche qui si trovano, in apparenza almeno, collegate con un'ampia massa granitica, che sembra formare il nucleo di questo rilievo.

Difficile è, in una regione quale è quella studiata, stabilire con sicurezza l'esistenza di salti e di scorrimenti e valutarne l'entità. Tuttavia parmi di aver constatato che scorrimenti di masse interessanti la formazione ora in esame ci furono e probabilmente numerosi. Così, ad esempio, parmi assolutamente evidente un salto con notevole scorrimento in corrispondenza della valle Pioggiosa, una incisura valliva di poca entità, un chilometro a nord di Riva di Novate. Il solco della valle segue la traccia del piano di scorrimento, verticale e diretto da est ad ovest, che è messo in evidenza dal fatto che i grossi banconi di granito di S. Fedelino sviluppati in direzione nord-sud nella Motta d'Avedè, appaiono nettamente interrotti in corrispondenza della vallecola. A nord di questa valle non esiste infatti il prolungamento dei vari *corsi* di granito, ben conosciuti dai cavatori e lavorati, ed essa segna in certo modo il limite alla serie delle cave, la quale si stende pressochè ininterrotta sin da Campo.

Ed altri salti paralleli a questo esistono certamente, spesso segnati dall'andamento delle valli, sebbene non sia sempre facile individuarli in una formazione geologica di questa natura e con un andamento quale è quello ricordato.

Con maggiore sicurezza si può invece affermare l'esistenza di un'altra serie di salti, la cui direzione incrocia quella dei primi ed è press'a poco sud-ovest — nord-est.

Sul versante settentrionale del Berlinghera, la valle Meriggiana e le numerose vallecole che s'incontrano tra questa e l'estremità del promontorio di S. Fedelino sembrano chia-

ramente seguire una serie di salti, la cui direzione risponde all'incirca a quella del tratto inferiore della val Codera, dall'alpe Ballenico ad Avedè. Ed a questa direzione risponde pure, nel modo più evidente, un solco che, partendo da S. Giorgio di Novate verso nord-est passa sopra Cola e si prolunga, oltre la valle di Ladrogno, sin presso la cima del Pizzo Brasciadega, ch'esso lascia poco ad est.

Quantunque l'entità di questi disturbi tectonici, che in una regione quale è questa sono certamente da aspettarsi, non sia geologicamente trascurabile, essa è però ben lungi dall'alterare l'andamento della grande zona sulla quale questi disturbi si manifestano, e furono qui ricordati specie col fine di mostrare quante difficoltà, diremo così, accidentali vengano ad aggiungersi a quelle di carattere puramente petrografico prima accennate.

Ed ora, esauriti questi cenni generalissimi sui caratteri geologici e petrografici della zona Verceia S. Cassiano, veniamo esaminando particolarmente i singoli gruppi di formazioni che la costituiscono, cominciando, com'è naturale, da quelli predominanti e più caratteristici, e riservando per dopo quelli aventi valore di semplice intercalazione o di pura accidentalità locale. In questa trattazione, che, giusta il criterio al quale s'informa il presente lavoro, sarà prevalentemente petrografica, non trascureremo però di far precedere alla pura parte descrittiva un cenno sulle reciproche relazioni che intercedono fra le rocce studiate ed a tutti quei particolari d'indole più prettamente geologica, di giacitura o d'altro, che valgono a completare, fin dove ci sarà possibile, il quadro strutturale della nostra regione.

Difficile è dividere razionalmente in gruppi le forme di rocce che costituiscono la zona studiata, specie per le molteplici questioni che posson sorgere intorno alla loro origine ed al loro significato; ci accontenteremo quindi di raggrupparle e di ordinarle in modo che, oltre all'analogia petrografica, lo stesso ordine di trattazione riproduca nel lettore l'impressione generale che si ritrasse, circa la loro importanza relativa, nel percorrere a più riprese la regione.

I gruppi che così si posson fare sono i seguenti:

1. Gneiss biotitici (forme normali, minute, ghiandolari, porfiroidi, di contatto, ecc.)
2. Gneiss anfibolici e anfibolico-pirossenici.
3. Gneiss a due miche.
4. Scisti a sillimanite e sillimanitico-cordieritici.
5. Micascisti.
6. Gneiss dioritici (dioriti).
7. Anfiboliti.
8. Rocce eruttive pirossenico-anfiboliche.
9. Peridotiti e serpentine, scisti anfibolici, ecc.
10. Calcifiri.

Di ciascun gruppo, e specie dei più diffusi, sceglieremo per la descrizione particolareggiata alcuni dei tipi più caratteristici, presi dagli affioramenti meglio rintracciabili e dalle località in cui il loro sviluppo sia maggiore, e da queste descrizioni si ritrarrà il concetto complessivo delle singole formazioni. In seguito saranno descritte, sempre per ciascun gruppo, alcune almeno delle forme meno comuni o per qualche lato aberranti dalle forme normali, e quindi degne di speciale interesse.

2. Descrizione petrografica.

1. Gneiss biotitici

Le rocce che si possono qualificare per gneiss biotitici sono, senza dubbio alcuno, tra le più comuni e diffuse nella zona che stiamo studiando, la quale ne ritrae la più spiccata caratteristica della sua fisionomia. Queste e le loro forme micascistose, i gneiss anfibolici, ai quali esse frequentemente passano, sono le rocce che appaiono a chiunque percorra appena sommariamente la regione. Tutta la zona fu del resto sempre segnata sulle carte come zona essenzialmente gneissico-biotitica.

Sorpassato il contatto fra la diorite Sorico-M. Bassetta, i gneiss biotitici, ricchi sempre di biotite bruno violacea scurissima, spesso notevolmente scistosi e talvolta nettamente ghiandolari, appaiono subito, sia a sud di Verceia, sia fra il Passo d' Adda e Dascio, e salgono amplissimamente da un lato nella valle dei Ratti e dall' altro lungo il pendio meridionale del Berlinghera.

A nord di una linea Albonico-Verceia i gneiss biotitici, pur sempre predominanti, si vanno facendo notevolmente più compatti e la loro tessitura è piuttosto parallela che scistosa. Il passaggio tra le prime forme, scistosissime, e queste sembra essere abbastanza netto, specie sul fianco sinistro della valle. I banconi granitici in cui si aprono le più potenti cave tra Campo e Riva di Novate sono contenuti entro questi gneiss, che son qui dotati di tutti i caratteri di ortogneiss, e ne includono spesso grossi strappi.

Localmente, dai cavatori, questa roccia, che forma la così detta *fodera di cava*, è chiamata col nome di *valcondria* [1]) e qualche volta viene lavorata come *granito nero*. Questa qualifica e questo uso, che dimostra quanto grande sia qui la sua compattezza, sono, dal punto di vista petrografico, perfettamente appropriati.

I gneiss compatti, essenzialmente biotitici, si spingono in alto tra le valli Codera e dei Ratti da un lato e verso la cima del Berlinghera e lungo la catena del Sasso Campedello dall' altro. E con caratteri non sensibilmente mutati s' incontrano da Riva di Novate verso nord, su entrambi i fianchi della valle della Mera, dove non di rado si hanno anche vere forme porfiroidi con enormi individui felspatici.

Tutte le rocce che qui descriviamo presentano chiare le tracce del dinamometamorfismo. Alcune poi recano i caratteri di una vera e propria laminazione.

Le analogie tra le forme più scistose e le più compatte sono abbastanza notevoli, tanto da suggerir l' idea che alla tessitura più massiccia di queste ultime non sia estranea una azione di contatto intesa in senso larghissimo, che sarebbe stata esercitata dalla intrusione granitica. Non mancano poi forme che si debbono ascrivere alla categoria delle forme d' iniezione, caratterizzate dalla presenza evidentissima di vene di tipo aplitico con andamento di filone-strato o con quel decorso tortuoso che impartisce alla roccia la particolarissima fisionomia di questo gruppo.

---

[1]) Il curioso nome di « *valcondria* » dato ai gneiss incassanti il granito, già riferito anche dal Mattirolo [24], trae origine dal nome che a Chiavenna viene dato ad una grandiosa frana di serpentino precipitata dal fianco del monte che sale verso Uschione. *Valcondria* è chiamata pure localmente anche la stessa roccia serpentinosa. È facile intendere come il nome sia poi passato ad indicare tutte le rocce non granitiche più o meno scure e più o meno verdi (V. Crollalanza, *Storia del Contado di Chiavenna*, 2ª Ed. 1898).

a. *Gneiss biotitico* (*Valcondria*) *della valletta di Campo.* (Tav. IV, fig. 2).

È il *valcondria* tipico dei dintorni di Novate. La roccia è un gneiss biotitico, compatto, coi caratteri di un ortogneiss chiaramente sviluppati. La grana è tra media e fina, la struttura parallela evidentissima e la scistosità appena marcata. Il colore della roccia è grigio abbastanza oscuro: talvolta evidente una picchiettatura nera, data dalla presenza di nucleetti biotitici sparsi irregolarmente. Le serie di lamelle micacee sono spesso disposte in modo da marcare una sorta di macro-struttura fluidale.

Nell' insieme il colore è notevolmente più scuro di quello del granito incluso, e diventa anche più intenso per l' alterazione prodotta dagli agenti atmosferici, senza però giungere alla tinta cupa assunta talvolta dalla diorite del Bassetta.

L' esame macroscopico lascia riconoscere solamente la presenza del felspato, del quarzo e della biotite, che sono i componenti essenziali.

L' esame microscopico, oltre a far riconoscere la presenza di qualche elemento accessorio, mette in evidenza una struttura cataclastica sempre molto pronunciata anche in queste forme apparentemente abbastanza massicce. Gli effetti del dinamometamorfismo si fanno sentire specialmente sul quarzo, ma non sono trascurabili neppure sui felspati e sulle lamelle micacee, spesso contorte ed arricciate.

I componenti essenziali della roccia sono: ortoclasio, plagioclasio, quarzo e biotite; accessori sono apatite, zircone, ortite, pirite e, come prodotti secondari, clorite e limonite.

L' ortoclasio, nella forma tipica della roccia che qui descriviamo, è un componente non predominante, ma pur tuttavia abbastanza abbondante. Fra i componenti chiari della roccia è però forse quello la cui quantità relativa sembra più oscillante: non mancano infatti sezioni in cui è notevolmente scarso.

Esso si presenta sempre in granuli torbidicci, a contorno irregolare, ma di solito tondeggianti e circondati a guisa di cipolla da serie di lamelle biotitiche e da quarzo finamente granulare. Non incontrai, nelle sezioni esaminate, individui geminati.

Qua e là, per evidentissima azione dinamo-metamorfica, all' ortoclasio si sostituisce in piccola quantità il microclino, il quale però rappresenta nella roccia un componente di carattere affatto eccezionale. Bellissimi, e molto frequenti, i concrescimenti micropegmatitici e mirmechitici quarzo-ortoclasio.

Il plagioclasio è un componente costante della roccia anche nella varietà in cui l' ortoclasio sembra predominare. Si presenta in individui grossetti, a contorno irregolare e limpidi. Costante, secondo il solito, la geminazione polisintetica albite e albite-periclino. Mai osservata la geminazione secondo la legge di Carlsbad. Le estinzioni simmetriche nella zona normale a (010) raggiungono nelle varie sezioni valori massimi oscillanti fra 11° e 14°.

Nei confronti col balsamo [1]) la linea di Becke entra sempre, ma con pochissima intensità nel minerale. Numerosi confronti col quarzo diedero

$$\omega < \alpha' \qquad \varepsilon \leqq \gamma'$$

---

[1]) L' indice di rifrazione che viene ordinariamente attribuito al balsamo varia da 1, 542 a 1, 544, ossia è di poco inferiore o sensibilmente eguale a quello ω del quarzo. Le sezioni eseguite ultimamente da Voigt e Hochgesang sono invece fissate con la così detta *collolite*, il cui indice di rifrazione è notevol-

Il minerale si può dunque ritenere un'andesina acida, od un termine oligoclasio-andesina.

Il quarzo è pure un componente costante ed abbondante nella roccia, quantunque anche nella distribuzione sua si noti una certa oscillazione. Forma ordinariamente lenticciole o straterelli circondanti i felspati, coi quali dà luogo, come già dicemmo, a frequenti associazioni mirmechitiche. È, secondo il solito, il minerale che mostra più evidenti le tracce del dinamometamorfismo, sia per la sua costante frantumazione sia per le estinzioni ondulate. Scarse le inclusioni.

La biotite, che nella sezione fotografata non si trova in grande quantità, è invece nella roccia un componente predominante e trovasi radunata in lenticelle ed in istraterelli abbastanza continui, che segnano nettamente la struttura parallela. Le lamelle, solo eccezionalmente molto grandi, sono di solito irregolari e frequentemente pieghettate. Spesso rivestono a guisa di guscio gli individui felspatici più grandi, dando luogo ad una specie di struttura microoccellare. Il colore è abbastanza intenso ed il pleocroismo fortissimo tra giallo-bruno e bruno-verde oscuro. Frequente in questa roccia, come già notammo anche per la diorite del M. Bassetta, un inverdimento periferico e talvolta anche completo delle lamelle biotitiche, le quali conservano un pleocroismo abbastanza intenso tra giallo e verde-erba e, lungi dal diminuire il valore della loro birifrazione, come dovrebbe accadere in una cloritizzazione del minerale, lo aumentano anzi in modo ben percettibile. Le lamelle rimangono sempre sensibilmente uniassiche.

Accanto a questa modificazione, diremo così, eccezionale della biotite, si nota poi frequente la ordinaria alterazione in clorite, accompagnata dal consueto grande indebolimento della birifrazione, che porta a colori di interferenza grigio-azzurrastri.

Fra i componenti accessori predomina per quantità l'apatite, la quale è discretamente abbondante anche in via assoluta. Si hanno spesso individui ben formati, con regolari sezioni esagonali, inclusi in tutti i componenti fin qui ricordati, ma specie nella biotite. Più spesso l'apatite si trova in sciami di granuli grossetti e abbastanza puri.

Altro componente accessorio molto diffuso è lo zircone. È incluso nel quarzo e nel felspato in individui piccolissimi e perfettamente idiomorfi. Nella biotite invece gli individui sono alquanto più grandi, ma meno perfetti, e sono costantemente circondati da un'aureola pleocroica intensissima.

Più scarsa e quasi eccezionale nella roccia è l'ortite, la quale trovasi in individui sempre ben formati con una zonatura più o meno evidente, ma costante. Il nucleo degli individui ha pleocroismo da bruno chiaro a nericcio-violaceo ed è circondato ordinariamente da una zona chiara clinozoisitica. Quando l'ortite è inclusa nella biotite, è circondata da un'aureola pleocroica quasi altrettanto intensa che quella dello zircone.

Irregolarmente sparsi nella roccia i solfuri metallici, rappresentati in particolar modo dalla pirite in cubetti regolari, e, fra i prodotti di alterazione di questi, la limonite.

Nella stessa Valle di Campo furono praticate sezioni in altre facies della medesima roccia, e precisamente in campioni molti ricchi di biotite e scistosissimi, tali da sembrare delle differenziazioni basiche della roccia stessa.

---

mente più basso di ω del quarzo. In queste sezioni infatti, confrontando il quarzo col mezzo includente, si trova che la linea di Becke entra sempre con molta energia nel quarzo. Numerosi confronti fatti con felspati per altra via determinabili con sicurezza (confronti con quarzo e misura d'estinzione) ci permettono di assegnare alla collolite con molta approssimazione un indice di circa 1, 536.

L'esame microscopico non dimostra variazioni essenziali nella composizione, ma solo una diversa distribuzione quantitativa dei vari componenti. Scarseggiano alquanto il quarzo e specie l'ortoclasio; il plagioclasio sembra farsi un poco più basico.

In un campione, apparentemente non diverso se non per una grana alquanto più grossolana, proveniente dalla parte alta della Valle di Campo, manca interamente l'ortoclasio, ed il plagioclasio, che diviene il componente predominante, prevalendo anche sul quarzo, si fa più basico. Gli individui plagioclasici, abbastanza grandi, con poligeminazione costante secondo la legge dell'albite, mostrano estinzioni simmetrice che giungono a 20^0-22^0. Nei confronti col quarzo la linea di Becke entra sempre nel felspato, sebbene poco energicamente: si tratta quindi di una andesina basica.

La biotite, abbondantissima, ha colore molto scuro. I componenti accessori sono in notevole quantità.

b. *Gneiss biotitico del M. Berlinghera.*

L'aspetto di questa roccia, sviluppatissima nel massiccio del M. Berlinghera, è affatto simile a quello del gneiss biotitico prima descritto della Valletta di Campo e dei dintorni di Novate, di cui essa è la naturale continuazione. Identico il grado di metamorfismo dinamico, identiche le facies particolari, con grana oscillante di poco intorno alla media.

L'esame microscopico di alcuni campioni tipici, raccolti poco sopra Albonico, mostra i seguenti componenti essenziali: ortoclasio, plagioclasio, quarzo e biotite; accessori: apatite, zircone, ortite; secondari: muscovite, clorite, rutilo, epidoto.

L'ortoclasio è abbondantissimo e nettamente prevalente sul plagioclasio. Si presenta in individui assai irregolari col solito aspetto torbidiccio. Frequenti i concrescimenti mirmechitici col quarzo e non rare le associazioni micropertitiche ortoclasio-plagioclasio. La deformazione meccanica si manifesta con una costante spezzettatura degli individui, che dà luogo a veri tipi di Mörtelstruktur, e con non raro sviluppo di strutture microcliniche.

Il plagioclasio, subordinato, riveste i caratteri di un oligoclasio-andesina, ed ha le deformazioni notate anche nell'ortoclasio.

Il quarzo, abbondante quanto l'ortoclasio, si presenta col consueto aspetto di lenticciole e straterelli irregolari, con fina frantumazione in granuli minori a contorno dentellato, e le solite estinzioni fortemente ondulate. Relativamente scarse le inclusioni goccioliformi: frequenti invece quelle degli elementi accessori della roccia, più che in tutti gli altri componenti.

La biotite, distribuita anche in questo caso alquanto irregolarmente nelle sezioni, è sempre un elemento abbondante. Il pleocroismo è intenso nei toni del bruno bruno-marrone o bruno-verdastro. Frequente nei campioni raccolti l'alterazione in clorite abbastanza fortemente pleocroica da giallo a verde-mare. Le lamelle micacee sono spesso incurvate e contorte.

Fra i componenti accessori prevale sempre per quantità l'apatite, in granuli abbastanza grossetti riuniti a gruppi. Nella biotite talvolta si hanno individui perfettamente conformati.

Lo zircone è pure frequente, in individui molto minuti inclusi come al solito in tutti gli altri componenti della roccia. Nella biotite e nella clorite è costantemente circondato da larghe e intense aureole pleocroiche.

Anche nel gneiss del Berlinghera è presente in piccolissima quantità l'ortite. Essa, quando è inclusa nella biotite, è circondata da sensibili aureole pleocroiche.

Fra i componenti che sembrano almeno nella maggior parte dei casi di origine secondaria va in prima linea citata la muscovite, la quale accompagna i felspati e li riveste talvolta di una sottile corteccia assai irregolarmente distribuita. Essa è però sempre scarsissima.

Il rutilo trovasi incluso in gruppetti di aghi sagenitici entro la biotite alterata. L'epidoto, eccezionale, trovasi esso pure ad accompagnare la mica dove è più profondamente alterata.

Alla C. Foppa sopra Albonico predomina una facies minuta molto scistosa e ricchissima di biotite, affatto simile nell'aspetto macroscopico ad una delle varietà del così detto *valcondria* delle cave di Novate sopra descritta. L'esame microscopico mette in evidenza una struttura dinamometamorfica molto spiccata ed una composizione alquanto diversa di quella della facies predominante. I componenti essenziali della roccia sono: plagioclasio, quarzo, biotite; subordinatissimo o mancante l'ortoclasio; accessori sono: apatite, granato, zircone, solfuri metallici.

Il plagioclasio è l'elemento chiaro predominante; la sua quantità supera alquanto quella del quarzo. Gli individui felspatici, irregolarissimi per forma e per dimensioni, sono sempre geminati secondo la legge dell'albite, e talvolta anche presentano le due geminazioni albite e periclino. Frequentemente rotti e deformati, sono difficilmente determinabili; tuttavia i confronti col balsamo e quelli col quarzo, e le estinzioni simmetriche, che giungono a 20°-22°, portano ad un termine dell'andesina piuttosto basico.

L'ortoclasio è scarsissimo e in qualche sezione interamente mancante.

Il quarzo si presenta col solito aspetto in lenti e straterelli irregolari, con granuli dentellati e ad estenzioni fortemente ondulate, oltre che in minuti granuli inclusi nel felspato.

La biotite è abbondantissima, in serie ondulate di lamelle e sparsa fra gli altri componenti. È intensamente colorata con fortissimo pleocroismo tra giallo-bruno chiaro e bruno-marrone scuro. Le lamelle sono sfrangiate e spesso ondulate e contorte.

L'apatite, secondo il solito, è, come componente accessorio, in quantità notevole ed in individui di discrete dimensioni. Rari i granati, in minuti cristalli ben formati, incolori in sezione e ricchi delle solite inclusioni.

Lo zircone è abbastanza frequente, in cristalli minutissimi inclusi in tutti gli altri componenti ed anche in individui grossetti arrotondati che ricordano per l'aspetto quelli già notati nella diorite del M. Bassetta. Lo zircone incluso nella biotite è circondato da grandi aureole intensamente pleocroiche.

Manca nelle sezioni esaminate, ogni minerale del gruppo epidoto. Notevolmente frequenti invece i solfuri metallici, fra i quali sembrano riconoscersi abbastanza bene la pirite e la pirrotite.

c. *Gneiss biotitico-anfibolico di Verceia.*

La roccia è un gneiss a grana piuttosto minuta, irregolarmente ghiandolare e con scistosità abbastanza marcata. Questo gneiss, che può servire di tipo per quello che predomina nella parte meridionale della zona Verceia-S. Cassiano, si estende ampiamente sia sul fianco destro della valle dei Ratti, sia nei dintorni di Dascio e sul versante sud del Berlinghera, a meridione dei gneiss descritti nel paragrafo precedente, ossia occupa una posizione più staccata dal centro d'intrusione del granito di S. Fedelino.

La roccia è ricchissima di biotite, la quale talvolta forma straterelli continui, che segnano le ondulate superficie di distacco secondo la scistosità, e tale altra è uniformemente distribuita nella roccia. Le sezioni normali alla scistosità mostrano una struttura grossolanamente zonata od anche abbastanza chiaramente ghiandolare. Il colore d'insieme della roccia è scuro, e più scuro diventa per l'azione degli agenti atmosferici.

L'esame microscopico mette in evidenza la presenza dei seguenti componenti essenziali: plagioclasio, quarzo, biotite; subordinata l'orneblenda; accessori: apatite, zircone, ortite, granato, solfuri metallici e clorite secondaria.

Il plagioclasio è il solo elemento felspatico notato nelle sezioni, e si trova in notevole quantità, sebbene subordinato al quarzo. Si presenta in individui irregolari per sviluppo e per forma, costantemente geminati secondo la legge dell'albite o albite-periclino. Le estinzioni massime nella zona simmetrica giungono a 15°: i confronti col balsamo ed i pochi confronti opportuni osservabili col quarzo portano ad un termine andesina. Grandiose sempre le tracce della deformazione meccanica.

Il quarzo è abbondantissimo. Da solo, o unitamente al plagioclasio, forma le lenticciole e gli straterelli di elementi chiari della roccia. Costante la frantumazione minuta del minerale con formazione di granuli a margine fortemente dentellato e con tipiche estinzioni ondulate.

La biotite si presenta in serie e gruppi di lamelle piccole, laciniate, con forte pleocroismo tra giallo-bruno chiaro e bruno-verdastro intenso. Non rara, nelle sezioni esaminate, una incipiente alterazione cloritica. Frequente la curvatura e l'arricciatura delle lamelle.

In quantità affatto subordiuata, e con una distribuzione molto ineguale, è presente nella roccia l'orneblenda. Questo minerale si trova in individui piccoli, od anche piccolissimi, ben formati, e con belle sezioni basali, concentrato specialmente in certe zone. Il pleocroismo è abbastanza intenso da giallo-verde chiaro a verde-erba e verde-azzurro scuri.

Fra i minerali accessori predomina, come sempre nelle rocce fin qui descritte, la apatite, che si presenta in individui abbastanza grossetti, spesso riuniti a gruppi, e forniti delle solite inclusioni caratteristiche.

Lo zircone è scarso, ma si trova in cristalletti tipici, circondati da aureola intensamente pleocroica quando sono inclusi nella biotite. Pure scarsa l'ortite, i cui rari individui sono però chiaramente formati da un nucleo colorato interno e da una zona clinozoisitica esterna con diversa estinzione, e sono circondate da una aureola pleocroica nella biotite. Scarso ancora il granato, rappresentato da cristalli alquanto sformati, debolmente rosei in sezione, e forniti delle solite inclusioni. I solfuri metallici sembrano sempre rappresentati dalla pirite, spesso alterata parzialmente in limonite.

d. *Gneiss ghiandolare minuto di C. Brugo.*

È una roccia molto scistosa, che trovasi quasi a diretto contatto con la diorite del M. Bassetta nei pressi dei casolari di Brugo, a sud di Verceia. Essa ha un aspetto minutamente occhiadino per la presenza di numerosissime ghiandole felspatiche. Si può definire come un gneiss biotitico, ghiandolare, minuto. Macroscopicamente si rilevano molto chiare le tracce di un'energica laminazione e l'esame microscopico non fa che confermarle.

Al microscopio si riconoscono come componenti essenziali il plagioclasio, il quarzo, la biotite; subordinata l'orneblenda; accessori l'apatite, zircone, limonite, solfuri metallici.

Il plagioclasio, che è l'elemento predominante della roccia, si trova in due serie ben distinte di individui: in grandi individui a struttura piuttosto complessa e ricordante quella sopra descritta dei grandi interclusi della diorite del M. Bassetta, ed in individui più piccoli e meno regolari formanti corpo con gli altri componenti della roccia.

I grandi individui che formano gli interclusi ghiandolari hanno spesso un contorno abbastanza regolare, ma sono quasi sempre costituiti da una sorta di mosaico di sub-individui con orientazione alquanto diversa, alcuni dei quali presentano tracce di struttura zonale. Costante la geminazione albite o albite-periclino e sopra sezioni opportunamente orientate si possono misurare estinzioni massime della zona normale a $\{010\}$ che giungono a 24^0-25^0; si tratta dunque sempre di un termine dell'andesina basica.

Frequente nelle sezioni esaminate un principio di alterazione, qualche volta abbastanza avanzato, con formazione di muscovite e di calcite.

Il plagioclasio che entra nel tessuto fondamentale della roccia non pare sensibilmente diverso da quello dei porfiroblasti. Sembra però sempre più fresco.

Il quarzo è sensibilmente meno abbondante del felspato e si presenta in piccoli granuli, col consueto aspetto e le consuete estinzioni fortemente ondulate.

La biotite è abbondante. Si trova in piccole lamelle laciniate, spesso pieghettate, disposte in serie ondulate e adattantisi alle ghiandole felspatiche. Il pleocroismo è intenso da giallo-bruno chiaro a bruno-marrone scuro. Frequente la cloritizzazione parziale o intera.

Subordinatissima l'orneblenda, che si presenta sempre in piccoli individui associati alla biotite in modo regolare. Pleocroismo da verde-chiaro a verde-erba e a verde-azzurro intensi.

Fra i componenti accessori predomina l'apatite, in individui nella più parte dei casi minuti e ben formati, inclusi nel felspato e nel quarzo. Minutissimi cristalli di zircone con ampie aureole nella biotite.

Rari granuli di ilmenite, talvolta circondati da un anello di titanite. Relativamente abbondante la pirite, spesso limonitizzata.

e. *Gneiss ghiandolare minuto di Alpe Saline* (*Val Codera*).

La roccia è un gneiss minuto, finamente ghiandolare, essenzialmente biotitico, ma ricco di epidoto-ortite. La tessitura, minuta e regolare, è notevolmente compatta. Nell'aspetto generale, e per la giacitura, questo gneiss si riconnette però abbastanza chiaramente ai gneiss biotitici più compatti dei dintorni di Novate, e rappresenta bene uno dei tipi più frequenti dei gneiss che, nella zona Verceia-S. Cassiano, stanno a nord della massa granitica principale del S. Fedelino.

L'esame microscopico rivela la presenza dei seguenti componenti essenziali: plagioclasio, quarzo, biotite; subordinati, ma in quantità notevolissima, l'epidoto e l'ortite, scarso l'ortoclasio; accessori: apatite, zircone, titanite, tormalina, muscovite.

Il plagioclasio è l'elemento chiaro predominante. Si trova in individui di dimensioni varie, ma relativamente grossetti, costantemente geminati secondo la legge dell'albite con lamelle fitte e serrate, e talvolta anche secondo le due leggi albite e periclino. La linea di Becke entra sempre dal balsamo nel minerale. Nei confronti col quarzo risulta abbastanza

nettamente: in posizione parallela $\omega < a'$, $\varepsilon = \gamma'$ ed in posizione incrociata $\omega < \gamma'$ ed $\varepsilon > a'$. Le estinzioni nella zona normale a {010} raggiungono un valore massimo di 12°-13°. Si tratta quindi di una andesina acida compresa tra $Ab_2 An_1$ e $Ab_3 An_2$.

Frequente la spezzatura degli individui con spostamento sensibile dei frammenti.

Frequenti pure i concrescimenti regolari, con aspetto micropegmatitico, tra plagioclasio ed ortoclasio, in cui il plagioclasio compie l'ufficio di includente (antipertite), e i concrescimenti mirmechitici fra plagioclasio e quarzo, come pure le inclusioni di quest'ultimo minerale in granuli tondeggianti entro il felspato.

L'ortoclasio è, almeno nelle sezioni esaminate, scarsissimo e quasi solamente presente nei concrescimenti regolari qui ricordati.

Il quarzo è componente essenziale abbastanza abbondante, ma nettamente subordinato al plagioclasio. Si trova in minuti granuli circondanti gli individui felspatici od anche a formare da solo lenticelle e straterelli nella roccia. Costanti la frantumazione e le estinzioni ondulate.

La biotite, abbondante, in piccole lamelle, forma specialmente delle serie ondulate che si modellano sulle lenti felspatiche, mettendo in evidenza la struttura microoccellare che abbiamo notata. Il colore del minerale è bruno verdastro intenso ed il pleocroismo forte. Nelle sezioni esaminate, frequente l'alterazione consueta in clorite.

Un componente subordinato, ma in quantità notevole, è l'epidoto, il quale forma degli idioblasti abbastanza netti, solitamente investiti da sciami di lamelle biotitiche. Gli individui epidotici, spesso geminati, sono costantemente formati da un grosso nucleo di ortite, intensamente colorata in bruno o bruno marrone o bruno-violaceo, circondato da un anello di epidoto incolore o leggermente giallognolo. Il nucleo ortitico è esso stesso di frequente geminato, e mostra un'estinzione diversa di quella dell'anello periferico ed una birifrazione spesso alquanto più alta.

Fra i componenti accessori prevale, come sempre nelle rocce fin qui esaminate, l'apatite, che si presenta in granuli grossetti, tipici, inclusa in tutti componenti essenziali della roccia.

Lo zircone è piuttosto scarso, ma trovasi in individui ben formati, circondati dalla solita aureola nella biotite.

Eccezionali la titanite e la tormalina, la quale ultima trovasi però in minuti aghetti bene individuabili e riconoscibili pel tipico pleocroismo, inclusi nel quarzo. Pure affatto eccezionale la muscovite, che sembra quasi sempre di origine secondaria.

Un minerale nero, opaco, probabilmente ilmenite, accompagna in sciami di minutissimi granuli frequentemente la biotite.

f. *Gneiss biotitico, granatifero, del Motto dell' Orso (S. Cassiano).*

Al Motto dell'Orso, sopra S. Cassiano, è sviluppata una roccia gneissica a grana media, molto compatta. Essa è attraversata da un sistema assai vasto di filoncelli di tipo aplitico-pegmatitico, sul quale avremo occasione di ritornare. La roccia presenta, specie in taluni punti della parte più bassa del suo affioramento, una serie di iniezioni di tipo aplitico e filoncelli quarzosi con l'andamento tortuoso caratteristico delle così dette iniezioni ftigmatiche [1]).

---

[1]) Vedi, ad esempio: H. Schwenkel, *Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes und ihr Verhältnis zum Granit.* (Tschermak's Min. u. Petr. Mitt.: N. F. Vol. XXXI, 1913).

Il colore della roccia è piuttosto scuro e la tessitura compatta; l'aspetto generale ricorda alquanto quello delle rocce di contatto. L'esame microscopico permette di riconoscere la consueta struttura granoblastica, con grana media, e, fra i componenti, essenziali l'ortoclasio, il plagioclasio, il quarzo e la biotite, accessori la sillimanite, il granato, la muscovite, l'apatite, le zircone, il rutilo. Abbastanza notevoli le tracce della deformazione meccanica.

L'elemento felspatico è rappresentato in parti press'a poco eguali dall'ortoclasio e dal plagioclasio, in individui di forma e dimensioni molto irregolari. L'ortoclasio è frequentemente geminato secondo la legge di Carlsbad; il plagioclasio secondo la legge dell'albite, o albite-periclino. Confronti col balsamo dànno per l'ortoclassio γ' sempre molto minore di n e per il plagioclasio $\alpha' \geqq n$: confronti col quarzo e misure di estinzioni simmetriche conducono per quest'ultimo ad un termine oligoclasio-andesina.

Il quarzo è pure abbondante. Frequenti e sviluppati i concrescimenti mirmechitici od anche chiaramente micropegmatitici con l'ortoclasio e, meno spesso, col plagioclasio. Intensi i segni consueti della cataclasi.

La biotite, abbondante, è intensamente colorata con forte pleocroismo tra giallognolo e bruno verdastro scuro.

La sillimanite, pur essendo molto scarsa, è tipica, e la sua presenza ricollega questa roccia alle più classiche forme a sillimanite e cordierite, che descriveremo in seguito e di cui molti begli esempi provengono da località vicinissima a questa. Il minerale si presenta in vari fasci o gruppi di cristallini bacillari, con estinzione parallela ed allungamento positivo, con l'aspetto che gli è consueto. Molto abbondante è invece il granato. Si trova sparso nella roccia o raccolto in sciami lenticolari di individui piuttosto piccoli, arrotondati, incolori in sezione e con le solite inclusioni.

Scarsa l'apatite. Frequente lo zircone con l'ordinario aspetto e circondato dalla solita aureola bruna pleocroica nella biotite. Scarsissimi il rutilo e la muscovite, che sembrano prodotti secondari.

Della stessa massa gneissica del Motto dell'Orso furono studiate anche varietà assai più chiare, scarse di mica bruna, e ricche di granato roseo, a grana fina e compatte, con tipica struttura parallela. L'aspetto esterno della roccia si avvicina quasi a quello di una granulite, od anche di un tipo aplitico.

Componenti predominanti diventano il plagioclasio e il quarzo; subordinati la biotite e il granato; accessori l'apatite, lo zircone e solfuri metallici.

In queste rocce assumono uno sviluppo veramente eccezionale i concrescimenti mirmechitici e micropegmatitici del quarzo con l'elemento felspatico.

Il felspato pare interamente plagioclasio. Si presenta sempre in individui geminati formanti col quarzo un aggregato di aspetto irregolarmente pavimentoso. Le estinzioni nella zona normale a $\{010\}$ raggiungono valori massimi di 8°-10°. Confronti col balsamo dànno sempre $n < \alpha'$, e confronti col quarzo dànno $\alpha' = \omega$ e $\gamma' < \varepsilon$. Si tratta quindi di un oligoclasio basico od oligoclasio-andesina.

Il plagioclasio presenta belle associazioni micropegmatitiche col quarzo e concrescimenti micropertitici con un felspato ad indici di rifrazione molto più bassi, rispondente verosimilmente ad ortoclasio.

La biotite è scarsa e si presenta in piccole lamelle di color bruno-rossastro e forte pleocroismo sparse quasi uniformemente in tutta la roccia.

Il granato è abbondante. Si trova in individui isolati ed in sciami stratiformi entro la roccia. Talvolta lo sviluppo degli individui è perfetto. Il colore è leggermente roseo anche in sezione. Frequenti le inclusioni, specie biotitiche.

L'apatite è relativamente diffusa, e si trova in individui grossetti, irregolari. Zircone e solfuri scarsi.

La roccia non ha segni di un dinamometamorfismo molto marcato.

g. *Gneiss biotitico del M. Matra (forma di contatto)* (Tav. IX, fig. 2).

Verso i limiti settentrionali della zona che stiamo studiando si osservano forme gneissiche, che, pur potendosi ascrivere per la composizione loro ai gneiss biotitici, si staccano nettamente da tutte le forme fin qui descritte, provenienti pure da località vicinissime ad esse, perchè presentano le tracce di un profondo metamorfismo di contatto.

Anche il solo aspetto esterno di queste rocce è sicuro indice di un tipo affatto eccezionale di struttura. La roccia è molto compatta ed ha quella particolare apparenza di ricottura, che è così caratteristica nelle forme di contatto. La struttura è zonata, con zonature tortuose, irregolarissime, che farebbero pensare pel loro andamento ad una grossolana struttura fluidale. In talune zone è ricchissima di biotite e di granato; in altre predominano gli elementi chiari e la biotite vi è sparsa in forma di mosche.

In sezione sottile la struttura appare assai vicina alla granoblastica e le tracce del dinamometamorfismo scarseggiano. Componenti essenziali risultano il plagioclasio, il quarzo, la biotite; il granato pure abbonda; accessori sono l'ipersteno, la titanite, l'apatite, lo zircone, il rutilo, ossidi di ferro.

Il plagioclasio si presenta in individui di dimensioni e di forma irregolari, sempre geminati secondo le solite leggi. Le estinzioni nella zona normale a {010} hanno un valore massimo non superiore a 8^0-10^0. Nei confronti col balsamo e col quarzo il comportamento del minerale si accorda con un termine oligoclasio-andesina.

Il quarzo nulla presenta di particolarmente degno di nota, salvo le sue relazioni con la biotite. La biotite infatti si trova in grandi lamelle a sviluppo scheletrico affatto tipiche (vedi tav. IX fig. 2). Il quarzo, che occupa interamente i vani liberi, talvolta ha i suoi granuli perfettamente isoorientati, tale altra volta no: il concrescimento quarzo-biotite si può quindi chiamare in qualche caso micropegmatitico, in qualche altro caso semplicemente micropoichilitico.

Spesso la biotite è anche inclusa nel quarzo in piccole lamelle tondeggianti, quasi gocciioliformi.

Il colore della biotite è carico; il pleocroismo intenso da giallognolo a bruno-rossastro abbastanza scuro. La mica appare quasi uniassica.

Il granato abbonda, in cristalli ben formati, o granuli tondeggianti, rosei anche in sezione, ricchi d'inclusioni micacee.

L'ipersteno è presente in piccolissima quantità. Se ne hanno piccoli individui a estinzione parallela e pleocroismo debole da verde a roseo.

Scarsi pure la titanite, lo zircone, il rutilo e gli ossidi di ferro (magnetite almeno in gran parte). Più abbondante l'apatite, in individui abbastanza grandi ed in gruppi di granuli, inclusi, come i precedenti, in tutti gli altri componenti della roccia.

h. *Gneiss porfiroide di Val Trebecca* (Tav. VIII, fig. 6).

In valle Trebecca, insieme con forme scistose a sillimanite, che descriveremo in seguito, si osserva una roccia grossolanamente porfiroide, la quale, se non presenta dal punto di vista della composizione sua un carattere di grande singolarità, è degna invece di un cenno pe' suoi caratteri strutturali e per il modo suo di giacitura.

Si tratta di un gneiss di biotitico del tipo di quelli diffusi nella parte settentrionale della zona Verceia-S. Cassiano, ossia piuttosto tabulare compatto che scistoso, ma classicamente porfiroide per la presenza di enormi cristalli felspatici idioblastici, lunghi vari centimetri, ricordanti per il loro sviluppo i grandi cristalli ortoclasici delle forme più classiche del serizzo ghiandone. Forme ghiandolari-porfiroidi analoghe a questa non mancano nella regione, e ne abbiamo descritte alcune, ma nessuna di esse giunge a contenere così giganteschi idioblasti. Inoltre, mentre le forme ghiandolari descritte passano per gradi alle forme tabulari o scistose più comuni, la roccia di Val Trebecca si presenta sotto forma di lenti, estese non più di pochi metri, contenute con brusco passaggio entro i gneiss normali a grana piuttosto fina ed uniforme. Il distacco tra le lenti porfiroidi ed i gneiss minuti che le includono è così netto e reciso, che esse si possono paragonare a grandi interclusi enallogeni in una roccia eruttiva. Ma se invece si esaminano da vicino, e si completa l'esame con l'indagine microscopica, si riconosce che tra i gneiss includenti e la roccia delle lenti v'è perfetta analogia di composizione, e, tutt'al più, compaiono maggiori tracce di dinamometamorfosi nelle amigdale porfiroidi che nella roccia a grana più minuta e regolare.

L'esame microscopico permette di riconoscere nella roccia i soliti componenti, e cioè fra gli essenziali l'ortoclasio, un plagioclasio di tipo oligoclasio-andesina, il quarzo e la biotite, e fra gli accessori la muscovite, l'apatite e lo zircone. Nulla si nota di particolare nella struttura microscopica della roccia. Interessante invece appare la struttura dei grandi idioblasti felspatici. Questi grandi individui cristallini sono essenzialmente costituiti da ortoclasio e rarissimamente mostrano una deformazione ottica che li avvicini al microclino. Sono di colore bianco o bianco-verdognolo e talvolta recano al centro un nucleo di tinta leggermente giallastra. Non si mostrano geminati che in via affatto eccezionale, ed invece quasi costantemente presentano una serie di inclusi plagioclasici molto somiglianti a quelli che sono contenuti qualche volta entro i grandi felspati rosei del serizzo ghiandone di Valle del Masino (Vedi Melzi [22], tav. III). Anzi talvolta il plagioclasio incluso nell'ortoclasio è quasi prevalente per quantità sull'ospite, e spessissimo è geminato secondo le due leggi dell'albite e di Carlsbad. Altro fatto degno di nota è che al margine di questi interclusi felspatici, qualunque sia la natura loro, esiste quasi sempre una ben sviluppata e regolare zona di vermicolazioni quarzose (Vedi tav. VIII, fig. 6), le quali investono il felspato monoclino ed il triclino indifferentemente.

I grandi felspati presentano poi non raramente anche dei concrescimenti micropertitici e molto spesso recano inclusioni ordinate, in zone parallele alla periferia, di lamelle biotitiche.

Fra i felspati minori contenuti nella roccia, gli individui plagioclasici, di solito molto irregolari, hanno frequenti strutture zonate, con nucleo poco più basico della periferia. L'ortoclasio è di forma irregolarissima e quasi sempre torbido per incipiente alterazione.

Pel resto la roccia, come già si disse, non si stacca per nulla dalle forme normali dei gneiss biotitici che già abbiamo descritto.

Sopra Somaggia, poco a sud di Val Trebecca, si notano ancora localmente nelle serie di gneiss tabulari o zonati della regione forme di ghiandoni analoghe a questa, ma, ripetiamo, in relazioni alquanto diverse con le forme normali, perchè passano ad esse per gradi quasi insensibili.

2. Gneiss anfibolici e anfibolico-pirossenici.

Le rocce che riuniamo in questo gruppo, sono, al pari dei gneiss biotitici descritti nel precedente capitolo, elementi diffusi ed abbondantissimi della zona Verceia-S. Cassiano I due gruppi di rocce sono anzi in linea generale, sia dal punto di vista geologico. sia da quello puramente petrografico, da riunirsi quasi in un'unica categoria, perchè i loro confini, sul terreno e nell'esame microscopico, sono difficilmente segnabili. La prevalenza dell'anfibolo fra i componenti colorati della roccia e la presenza non infrequente del pirosseno, unitamente ad una generale minore acidità, giustifica, almeno dal punto di vista petrografico, la distinzione, la quale è opportuna in ogni modo in un lavoro essenzialmente analitico e descrittivo quale il presente.

I gneiss anfibolici, con facies notevolmente scistose, s'incontrano subito, passando dalla diorite del Bassetta entro la zona Verceia-S. Cassiano, alternati e commisti ai gneiss biotitici e molto simili a questi per tutte le caratteristiche esterne.

Nel cuore della zona, e specie tra la valle di Campo, i dintorni immediati di Novate e di S. Fedelino, la bassa valle Codera, i gneiss anfibolici ed i meno frequenti gneiss anfibolico-pirossenici assumono una tessitura notevolmente più compatta, e, come già i gneiss biotitici, presentano più netto il carattere di ortogneiss dioritici. Il nome di *valcondria* è dato pure a queste rocce indifferentemente dai cavatori, là dove sono attraversate dai banconi del S. Fedelino.

A nord della zona di Novate e Riva i gneiss anfibolici continuano ampiamente fin oltre S. Cassiano, ma in quest'ultima località, alle forme che possiamo dire normali, si aggiunge una serie di forme che si distaccano da queste per le tracce, evidenti sia macroscopicamente che nella composizione microscopica, di un più profondo metamorfismo regionale o di contatto, come pure per i caratteri generali della roccia.

Alcuni di questi gneiss anfibolici, ed in particolar modo quelli che si trovano in vicinanza del granito di Novate, hanno un aspetto esterno che ricorda incontestabilmente quello delle forme meno massicce della diorite del M. Bassetta. E l'esame microscopico conferma pressochè interamente questa analogia. Di guisa che vien fatto di immaginare una correlazione più o meno stretta di origine tra queste grosse amigdale e questi interstrati gneissico-anfibolici, intercalati alla serie dei gneiss biotitici, e la grande massa grano-dioritica della valle del Masino, da cui dipende, parci irrefutabilmente, la vasta propaggine dioritica Sorico-M. Bassetta sopra descritta.

a. *Gneiss anfibolici della valletta di Campo* (Tav. VII, fig. 6) *e della bassa val Codera.*

Il gneiss anfibolico della valletta di Campo e dei dintorni di Novate è una roccia scura e notevolmente compatta. Di essa si può ripetere quanto si disse delle varietà meno scistose dei gneiss biotitici, chiamate dai cavatori col nome di *granito nero*. Esso anzi è indicato, come queste ultime rocce, *valcondria* indifferentemente e con esse si sfuma spesso gradualmente. Esiste adunque un *valcondria* biotitico-anfibolico ed uno esclusiva-

mente biotitico. Le due rocce, con un esame sommario superficiale, si possono anzi confondere l'una coll'altra, ed è solo con un esame più accurato che si riconosce fra i componenti abbondante l'anfibolo. La scistosità non è mai molto marcata e molte volte si riduce ad una grossolana struttura parallela. Frequenti abbastanza le facies tendenti ad una struttura ghiandolare prodotta dalla presenza di ghiandolette anfiboliche. La grana è media o grossetta. Non rare anche qui delle apparenze di struttura fluidale, date dalla disposizione largamente ondulata delle serie di elementi scuri.

L'esame microscopico dimostra la presenza dei seguenti componenti essenziali: plagioclasio, orneblenda; subordinati: quarzo, biotite; accessori: epidoto, apatite, titanite, zircone, rutilo, solfuri metallici.

Il plagioclasio, che da solo rappresenta l'elemento felspatico della roccia, è il componente che predomina. Si presenta ordinariamente in individui di notevoli dimensioni, a contorno affatto irregolare, talvolta rotti e piegati con intrusione di quarzo secondario nelle fessure: costante la geminazione secondo la legge dell'albite, con lamelle non molto fitte: non infrequente pure la combinazione delle due leggi albite-periclino e albite-Carlsbad. Eccezionale, ma pure qualche volta notata, la presenza di strutture zonate appena sensibilmente marcate.

La misura delle estinzioni simmetriche nella zona normale a $\{010\}$ porta a valori massimi di $24^0 - 26^0$. Qualche geminato doppio albite-Carlsbad permette di misurare

	a	*b*	*c*	*d*	*e*	*f*
1.	$-\ 3^0$	$-\ 3\ ^1/_2$	$-\ 4^0$	$+\ 18^0$	$+\ 18\ ^1/_2$	$+\ 19^0$
2.	$-\ 9^0$	$-\ 9\ ^1/_2$	$-\ 10^0$	$+\ 21^0$	$+\ 22\ ^1/_2$	$+\ 24^0$
3.	$-\ 10^0$	$-\ 10\ ^1/_2$	$-\ 11^0$	$+\ 23^0$	$+\ 23\ ^1/_2$	$+\ 24^0$

I confronti col quarzo concorrono a dimostrare che si tratta di un'andesina basica, poichè ε risulta sensibilmente eguale o più frequentemente minore di α'.

Abbondante sempre nei campioni più tipici l'orneblenda. Essa si presenta, come il plagioclasio, in individui irregolari, di dimensioni talvolta piuttosto grandi. Non rari gli individui di aspetto quasi scheletrico, con contorno in apparenza corroso dal quarzo, che si trova pure in essi frequentemente incluso sotto forma di granuli goccioliformi. Non rari anche gli individui geminati. Il colore del minerale è intenso; il pleocroismo varia dal verde-giallognolo chiaro al verde-erba ed al verde-azzurro scuro.

Il quarzo è sempre presente nella roccia, ma la sua quantità varia abbastanza largamente da punto a punto, sì che si hanno forme ricche e forme poco men che prive di questo minerale. Si trova ordinariamente in lenticciole od in istraterelli irregolarissimi circondanti gli individui felspatici ed anfibolici, sempre molto più grandi. Costante la frantumazione in frammenti piccoli a margine molto fittamente dentellato, e con estinzioni fortemente ondulate. Scarse le inclusioni. Talvolta si ha pure un quarzo di evidente origine secondaria che rinsalda le fessure dei cristalli felspatici spezzati.

La biotite è un altro componente che non manca mai, ma che si presenta in proporzioni molto oscillanti. Si va da varietà in cui la biotite è in quantità poco minore dell'orneblenda sino a varietà che ne sono quasi prive. Essa si trova in lamine molto irregolari per forma e per dimensioni, spesso sfogliate e pieghettate, con un pleocroismo intenso da giallo-bruno chiarissimo a bruno-verdastro scuro.

Non rara la solita alterazione in clorite, accompagnata da formazione di aghetti di rutilo in fitti intrecci sagenitici.

Fra i componenti accessori è frequentemente presente l'epidoto, il quale si presenta in individui molto regolari, col consueto aspetto cribroso. Esso è sempre aggruppato all'anfibolo ed alla mica, ed a contatto con quest'ultima, specie quando è in via di alterazione, assume quella tinta verde erba brillante, pleocroica, che abbiamo già notato nella diorite di Sorico.

Il nucleo degli individui epidotici è molto spesso formato da ortite, la quale si distingue nettamente per la sua tinta bruno marrone fortemente pleocroica e per la estinzione molto diversa da quella della zona periferica. In qualche caso l'epidoto è di evidente origine secondaria: in altri sembra un componente primario della roccia.

L'apatite, è, come in tutte le rocce descritte fin qui, un componente accessorio abbastanza abbondante, ed è rappresentato da individui o da gruppi di individui con aspetto granulare, od anche regolarissimi, inclusi in tutti gli altri elementi.

La titanite è invece un elemento accessorio di carattere meno stabile, e in certe sezioni manca pressochè interamente. Si presenta in piccoli individui di forma regolare, inclusi indifferente in tutti gli altri componenti, con una tinta giallo-miele appena percettibile e pleocroismo quasi indistinto.

Lo zircone nei gneiss anfibolici scarseggia. Tuttavia in qualche sezione si notano piccoli individui perfettamente idiomorfi di questo minerale, che quando sono inclusi nella biotite e, meno frequentemente, nell'orneblenda sono circondati da un'ampia e caratteristica aureola scura pleocroica.

Il rutilo, come prodotto dell'alterazione della biotite, ed i solfuri metallici sono scarsissimi nella roccia.

Tutta la roccia mostra evidenti ed energiche tracce della deformazione meccanica.

Nelle stesse località d'onde provengono i campioni ora descritti si trovano anche varietà di aspetto e di struttura un pò diversi aventi carattere di minore diffusione od anche affatto localizzate. Così, ad esempio, offre un certo interesse una varietà, proveniente dalla parte più bassa della valletta di Campo, costituita da lenticciole a grana minuta, aventi quasi l'aspetto di interclusi, rilegate da un grossolano reticolato formato da una forma a grana assai più grossolana della roccia stessa. L'esame microscopico delle plaghe più minute e di quelle a grana più grossa non mette in evidenza nessuna differenza essenziale tra le due varietà, se non forse un'abbondanza relativa della biotite nella prima ed un predominio abbastanza marcato dell'orneblenda nella seconda.

L'esame di un campione proveniente dalla Motta d'Avedè, presso lo sbocco della val Codera, avente una grana piuttosto grossolana ed una tessitura relativamente massiccia, mette in evidenza nella roccia, in modo anche più marcato che non nei campioni più comuni ora descritti, un'analogia di composizione con la diorite del M. Bassetta, e precisamente con le facies più spiccatamente dioritiche. In esso infatti il quarzo e la biotite sono assai scarsi; il plagioclasio presenta estinzioni e caratteri che lo avvicinano al termine labradorite ($Ab_1 An_1$) e cenni di struttura zonale; l'orneblenda, con forme cribrose tipiche e corrosioni periferiche in cui s'addentra il poco quarzo, con geminati frequenti, con pleocroismo da giallo-verde chiarissimo a verde-erba e verde-azzurro intenso, risponde punto per punto alla descrizione fatta per le dioriti del Bassetta; e così può dirsi dei componenti accessori.

La differenza fra le due rocce è anche qui essenzialmente da trovarsi nel modo di giacitura. Infatti le rocce e le lenti di gneiss anfibolici qui ricordate si alternano e si

innestano con graduale transizione alla serie dei banconi gneissici che costituiscono tutta la zona e sono ben lungi dal mostrare il brusco distacco e la massiccia potenza delle dioriti scistose del monte Bassetta e di Sorico.

b. *Gneiss anfibolico di Verceia.*

Il gneiss anfibolico qui descritto su campioni provenienti dalle vicinanze di Verceia, e precisamente dalla propaggine del M. Provinaccio che si immerge nel lago a Sud di Campo, forma corpo geologico col gneiss biotitico di Verceia sopra ricordato (V. pag. 56) ed è da esso pressochè indistinguibile sul terreno e con un esame superficiale. È anch'esso un gneiss a grana minuta, spesso irregolarmente ghiandolare, molto scistoso e di colore scuro per la notevole ricchezza in elementi colorati, che in questo caso è ancor più accentuata.

Questo gneiss è senza regola commisto alle più frequenti forme prevalentemente biotitiche, alle quali passa per gradi quasi insensibili.

L'esame microscopico mette in evidenza una struttura molto tormentata, come di consueto nelle rocce della parte più meridionale della zona Verceia-S. Cassiano. I componenti della roccia sono per la massima parte sformati e rotti, e ne risulta una struttura cataclastica così sviluppata da mascherare ogni traccia della presumibile struttura primitiva della roccia stessa.

Al microscopio si riconoscono come componenti essenziali il plagioclasio, il quarzo, l'orneblenda; subordinata la biotite; accessori l'apatite, l'ortite, lo zircone e secondaria la clorite.

Il plagioclasio è il componente chiaro di gran lunga prevalente. Si presenta in individui di forma e di dimensioni molto irregolari, spesso grossetti in confronto con quelli degli altri componenti. Frequenti gli individui incurvati o frantumati con spostamento dei frammenti. Costante la geminazione secondo la legge dell'albite; non rari i geminati doppi abite-periclino.

I valori massimi delle estinzioni nella zona normale a {010} giungono a 23°-24°, che sarebbero d'accordo con termini dell'andesina basica. I confronti col quarzo confermano questa determinazione.

Rari accenni ad una oscura struttura zonale.

Il plagioclasio include talvolta piccoli individui anfibolici perfettamente idiomorfi.

Il quarzo, nettamente subordinato al felspato per la sua quantità, presenza il solito aspetto e le solite tracce di una fortissima deformazione meccanica.

L'orneblenda è, col felspato, l'elemento più abbondante della roccia. Se ne hanno individui di dimensioni relativamente grandi a contorno irregolarissimo, ed individui minori in cui non di rado si nota un chiaro idiomorfismo. L'intensità e la natura della tinta sono perfettamente eguali a quelle notate nelle altre varietà della roccia qui descritta.

All'orneblenda è talvolta aggruppata la biotite, la quale si trova in quantità affatto subordinata. È in lamelle di piccole dimensioni, con pleocroismo intenso da giallo-bruno a bruno-verdastro scuro, tatvolta in preda all'ordinario processo di cloritizzazione.

L'apatite è come sempre, il componente accessorio più abbondante e più regolarmente distribuito. Molto più rari l'ortite e lo zircone, i quali, secondo il solito, quando sono inclusi nella biotite o nell'anfibolo, sono circondati da un'aureola pleocroica ben distinta.

c. *Gneiss anfibolico-pirossenico di S. Giorgio* (Tav. VIII, fig. 4).

Presso la cava di granito che trovasi sul ciglio del dosso di S. Giorgio sopra Novate si incontrano i banconi di una roccia dotata di tutti i caratteri esterni dei gneiss anfibolici a tessitura più massiccia che abbiamo prima descritti, ma avente una composizione alquanto diversa. L'esame accurato dei campioni mostra infatti la presenza costante del pirosseno fra i componenti.

La roccia ha una grana piuttosto grossa e passa per gradi a varietà a grana grossissima, povere di elementi chiari, e sempre meno nettamente scistose, fino ad avere un aspetto francamente massiccio.

L'esame microscopico permette di riconoscere come componenti essenziali l'orneblenda, il plagioclasio, il quarzo, il pirosseno monoclino e, molto subordinata, la biotite; accessori l'epidoto, la titanite, lo zircone: secondaria la clorite.

Anche nelle varietà più ricche di elementi chiari, l'orneblenda rimane sempre il componente più abbondante. Si presenta in grandi individui di solito molto irregolari ma talvolta con una tendenza abbastanza evidente all'idiomorfismo, intensamente colorati e dotati di un forte pleocroismo:

a = verde giallognolo
b = verde erba intenso
c = verde azzurro cupo.

Le estinzioni, misurate su sezioni opportune, hanno un valore relativamente alto, giungendo a 23°.

Non rara la presenza di lamelle di geminazione secondo la solita legge.

Assai frequentemente l'anfibolo contiene inclusioni goccioliformi di quarzo e non di rado il contorno de' suoi individui presenta una serie di intaccature curve, tanto ch'essi si possono paragonar bene a foglie il cui margine sia stato parzialmente divorato da un bruco (Vedi nella fig. 4 della tav. VIII il granulo d'anfibolo in alto a sinistra). Spesso l'orneblenda è pure associata al pirosseno ed alla biotite, ed in quest'ultimo caso l'associazione è ordinariamente regolare.

Il plagioclasio si presenta anch'esso in individui cristallini di discrete dimensioni con costante geminazione secondo la legge dell'albite. Le estinzioni simmetriche nella zona normale a $\{010\}$ raggiungono valori massimi di 18°-20°. Confronti col balsamo e col quarzo portano pure ad un termine dell'andesina alquanto basico.

Il quarzo forma esso pure individui di dimensioni non minori di quelle degli altri componenti essenziali, ed è abbastanza abbondante. Il contorno degli individui è irregolare, o regolarmente tondeggiante quando il minerale è incluso nell'orneblenda. Abbondanti le inclusioni disposte in serie e spesso dotate di una visibilissima libella mobile. Relativamente deboli le tracce della deformazione meccanica.

Il pirosseno, tutto monoclino, verde chiaro in massa e chiarissimo in sezione, presenta un pleocroismo quasi impercettibile. Trovasi in individui di forma e dimensioni molto irregolari, spesso a contorno incavato come quello degli individui orneblendici. Su sezioni opportune si misura un angolo d'estinzione di circa 33° sull'asse verticale.

La biotite è un elemento relativamente molto scarso nella roccia. Si trova in piccole lamelle, con marcato pleocroismo da giallo bruno chiaro a bruno-rossastro scuro, in-

cluse ed associate all'orneblenda e regolarmente adagiate fra le lamine di sfaldatura. Talvolta è alterata in una clorite di colore e pleocroismo abbastanza intensi.

Epidoto, titanite e zircone sono accessori. Lo zircone incluso nell'orneblenda e nella biotite è circondato da un'aureola scura pleocroica ben marcata.

d. *Gneiss pirossenico-anfibolico della valle del Frate sopra S. Giorgio.*

Nel vallone del Frate sopra S. Giorgio, a notevole distanza dunque dalla roccia ora descritta, ed a contatto con la serie di lenti di calcifiro di cui diremo in seguito, si trova intercalata alle serie dei banchi gneissici di aspetto consueto una roccia a grana piuttosto minuta, di color verde scuro, che l'esame microscopico permette di staccare notevolmente dal tipo gneissico più comune. Si tratta di una roccia pirossenico-anfibolico plagioclasica che per tutti i suoi caratteri si avvicina al tipo delle granuliti pirosseniche descritte da Artini e Melzi in Valsesia, e precisamente riproduce in modo che si può dire perfetto i gneiss pirossenico-anfibolici passanti a granuliti di questi Autori ([27] pag. 22).

La roccia, piuttosto che scistosa, ha una tessitura zonato parallela, con zone alterne più e meno ricche di pirosseno e di anfibolo; struttura granoblastica. La biotite non manca, sebbene alquanto subordinata, e talvolta predomina in qualche zona.

Prendendo la roccia in massa, componenti essenziali risultano il pirosseno, l'anfibolo, il plagioclasio; alquanto subordinata la biotite; accessori sono la titanite, l'apatite, lo zircone, la pirite, e secondari l'epidoto, la clorite, la calcite.

Il pirosseno è tutto monoclino. Colore appena sensibilmente giallo-verdognolo, molto più chiaro di quello dell'anfibolo. Presenta belle sezioni basali con tendenza allo sviluppo idioblastico. Alcuni individui sono circondati da una sottile frangia anfibolica. Le estinzioni misurate su sezioni opportunamente orientate dànno $c : \mathbf{C} = 35^0\text{-}36^0$. Talvolta gli individui maggiori contengono lacinie anfiboliche, accennanti ad un principio di alterazione.

La distribuzione dei granuli pirossenici nella roccia è, come dicemmo, chiaramente zonale: alcune zone son quasi esclusivamente pirosseniche, mentre altre sono quasi prevalentemente anfiboliche, ma non mancano plaghe in cui i due minerali sono mescolati.

L'anfibolo è di colore chiaro e talora anche chiarissimo, specie in contatto col pirosseno. Pleocroismo poco intenso da giallo-verdognolo a verde erba e verde-azzurro. Se ne ha qualche bella sezione basale, ma in genere lo sviluppo degli individui non è molto regolare. Le estinzioni $c : \mathbf{C} = 17^0\text{-}18^0$. Ha dunque un carattere actinolitico. Frequenti le associazioni parallele col pirosseno. Talvolta include granuli felspatici numerosi, sì da assumere un aspetto quasi cribroso.

La biotite non è molto abbondante e spesso presenta un principio di cloritizzazione. Si trova in lamelle ed in lacinie molto irregolari. Il colore è chiaro con pleocroismo da gialliccio chiarissimo a bruno verde poco intenso. È di solito associata all'anfibolo.

Il felspato pare esclusivamente plagioclasio. Si trova in individui equidimensionali, accennanti quasi ad una struttura pavimentosa, costantemente geminati secondo la legge dell'albite o dell'albite-periclino, con lamelle molto irregolari. Ha carattere piuttosto basico: le estinzioni simmetriche sulla zona normale a $\{010\}$ vanno oltre $38^0\text{-}40^0$ e non sono lungi da 45^0. Si tratta dunque di un termine bytownite.

Frequente la deformazione meccanica degli individui felspatici. Nelle screpolature di essi si insinua calcite secondaria e forse quarzo.

La titanite è elemento accessorio diffuso e abbondante incluso in tutti i componenti.

Si presenta in individui ben formati, con la caratteristica sezione a losanga, talvolta abbastanza grandi. Pleocroismo sensibile da giallo-miele a giallo-roseo.

Apatite e zircone scarsi, e così pure la pirite. L'epidoto, non abbondante, è un evidente prodotto di alterazione, specie dell'anfibolo.

e. *Gneiss iperstenico del M. Matra.*

Come già si disse nei cenni generali riguardanti questo gruppo, nella parte settentrionale della zona Verceia-S. Cassiano si sviluppano forme gneissiche in cui il metamorfismo regionale appare più profondo che non nelle parti meridionali, e, accanto a queste, forme in cui è forza riconoscere le tracce di un metamorfismo di contatto non discutibile, nè credo sia facile stabilire con precisione i limiti fra i domini di queste due azioni metamorfosanti. Tra le forme che ci sembrano rappresentare bene la prima di queste categorie poniamo un gneiss assai compatto e d'aspetto quasi massiccio che si trova sopra S. Cassiano e specie nel gruppo del M. Matra, verso l'estremo margine settentrionale della zona ora studiata.

La roccia, più che scistosa, si può chiamare zonato-parallela e la sua struttura, all'esame microscopico, appare chiaramente granoblastica.

Componenti essenziali il plagioclasio, l'anfibolo, il pirosseno trimetrico, la biotite; subordinato il quarzo; accessori l'apatite, lo zircone, la titanite e solfuri metallici; secondari clorite ed epidoto.

Il plagioclasio è l'elemento predominante. Si presenta in individui di forma e sviluppo irregolari, costantemente geminati con le leggi albite, albite-periclino e albite-Carlsbad. Le estinzioni simmetriche sulle zone normale a {010} raggiungono un valore massimo di 26°. Su qualche geminato doppio albite-Carlsbad opportunamente tagliato si misurò:

$$b = -10 \qquad e = +25^{0}.$$

I confronti col balsamo ed i rari confronti col quarzo confermano che si tratta di un'andesina basica molto vicina a labradorite.

L'anfibolo ha i caratteri della orneblenda verde tipica. Ha una tinta carica ed un pleocroismo intenso da verde chiaro a verde-erba e verde-azzurro cupi. Frequenti e caratteristiche le associazioni parallele col pirosseno. Talvolta l'orneblenda forma un anello intorno al pirosseno. Su sezioni opportune si misura $c : C = 19°$.

Il pirosseno è interamente rappresentato da ipersteno. È abbondante e si presenta in individui ben sviluppati, di discrete dimensioni. Caratteristico il pleocroismo da verdiccio a giallo-bruno a bruno-rossastro abbastanza sensibile.

La biotite, abbastanza frequente, si presenta in lamelle anche discretamente estese, irregolari, aggruppate in lenticciole, con forte pleocroismo da bruniccio a bruno-verdastro intenso. Frequentemente collegata all'anfibolo, è però anche spesso associata al quarzo con forme di concrescimento di tipo micropegmatitico assai caratteristiche, e sviluppo scheletrico delle sue lamelle. Talvolta presenta un principio di cloritizzazione.

Il quarzo è scarso e nulla presenta di notevole.

L'apatite è abbondante, come elemento accessorio. Se ne hanno gruppi di prismetti spesso a contorno regolarmente esagonale, inclusi specialmente nella biotite.

Zircone, titanite e solfuri metallici scarsi. Lo zircone non è circondato da aureola sensibile entro la biotite.

L'epidoto, scarsissimo, di color verde-erba assai vivace, appare come un prodotto dell'alterazione del pirosseno.

*
* *

In appendice a queste due categorie di rocce gneissiche, che, come abbiamo visto, insieme a rocce normali di grande diffusione comprendono anche rocce di sviluppo più limitato e con composizione alquanto diversa dalla consueta, descriveremo una roccia che rappresenta una facies locale profondamente metamorfosata per contatto dei gneiss anfibolico-pirossenici appartenenti alla parte settentrionale della zona Verceia - S. Cassiano. Essa rappresenta anzi la sottile striscia che forma il diretto contatto tra i graniti del Motto dell'Orso ed i gneiss anfibolici del M. Matra.

La roccia ha tessitura molto compatta e grana fina ed uniforme, ed è costituita da zone ondulate ed irregolarissime di colore più o meno chiaro racchiudenti qua e là lenti ed amigdale di colore rosso-bruno. Nelle zone chiare si riconoscono ad occhio granuli verde-neri o neri e granuli giallo-miele molto lucenti sparsi in una pasta bianca. Queste zone passano gradualmente alle amigdale rosso-brune, in cui con una lente si scorgono numerosi granati di tinta molto scura.

Nelle sezioni sottili (Vedi Tav. IX, figure 5 e 6) si riscontra una tipica struttura pavimentosa, regolarissima, formata dall'associazione di granuli poliedrici equidimensionali di un felspato prevalente e di un po' di quarzo. Fra maglia e maglia del reticolato poligonale che ne risulta sono sparsi granuli minori, spesso pure poliedrici e talvolta anche perfettamente idiomorfi, di granato, di titanite, di pirosseno, di epidoto-ortite con una distribuzione molto variabile da sezione a sezione e da punto a punto di una stessa sezione. L'apatite, la magnetite e l'ilmenite sono incluse in vari componenti, in piccola quantità.

Il felspato, di gran lunga dominante, è tutto plagioclasio e pare rappresentato da un solo termine della serie sodico-calcica. La dimensione de' suoi individui, pur molto costante, varia leggermente da zona a zona della roccia, mantenendo però sempre la tipica struttura pavimentosa. Qua e là si trovano anche gruppetti di individui di dimensioni un po' maggiori (Tav. IX, fig. 6), che presentano allora uno sviluppo alquanto irregolare. Frequentissima la geminazione secondo la legge dell'albite, che si combina solo eccezionalmente con quella del periclino. La misura delle estinzioni nella zona normale a $\{010\}$ dà valori massimi di 26^0-27^0. Nei confronti col balsamo e col quarzo nelle due posizioni la linea di Becke entra sempre nel minerale. Si tratta dunque di labradorite. Bellissime associazioni micropegmatitiche col quarzo si osservano in tutti gli individui di maggiori dimensioni (Tav. IX, fig. 6).

Il quarzo è molto più scarso. Si trova in granuli limpidi, più o meno regolari, riunito al plagioclasio, con estinzioni normali.

Il granato abbonda nelle sezioni condotte attraverso alle lenti bruno-rossastre della roccia sopra ricordate (Tav. IX, fig. 5), ma non manca neppure nelle altre, e costituisce il minerale accessorio più abbondante. Se ne hanno sciami di granuli irregolarmente poliedrici ed anche minuti cristalli perfettamente idiomorfi. Il colore, rosso-bruno in massa, è notevolmente intenso anche in sezione sottile. I granuli sono limpidi e perfettamente isotropi. Dove abbonda il granato la struttura della roccia è più tipicamente pavimentosa.

In via alquanto eccezionale il granato circonda ad anello gli individui pirossenici. Tali associazioni sono affatto caratteristiche.

Al granato segue, in ordine di decrescente abbondanza, la titanite. Si presenta col solito aspetto, in individui idiomorfi di dimensioni anche piuttosto grandi; tanto che si può talvolta riconoscere nella roccia anche ad occhio nudo o mediante una semplice lente. In sezione si mostra debolmente pleocroica, da incoloro a giallo-miele.

Degno di maggiore interesse è il pirosseno. Questo minerale è rappresentato da granuli a sviluppo e dimensioni molto irregolari, visibili talvolta ad occhio nudo, ma sempre piccoli, appartenenti ad un termine monoclino, con estinzioni c : C non inferiori a 45°. Il colore del minerale è verde scuro anche in sezione sottile, ed il pleocroismo molto debole da verde-bruno a verde-erba intenso. Ben riconoscibile anche una forte dispersione delle bisettrici. Tali caratteri, che s' accorderebbero con un termine fassaitico o hedenbergitico, sono alquanto singolari per una roccia quale è quella descritta.

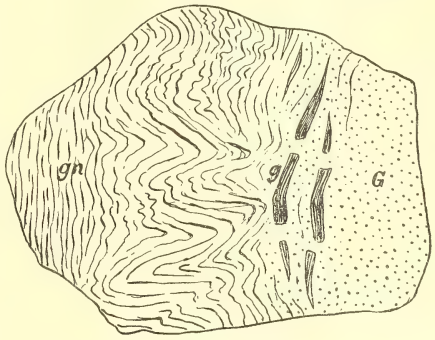


Fig. 8.
Blocco proveniente dalla zona di contatto del M. Matra.
(*gn* = Gneiss ; *G* = Granito ; *g* = Lenti di granato).

Spesso, come dicemmo, il pirosseno è circondato da un anello completo di granato bruno.

Discretamente frequente è pure l' epidoto, il quale è rappresentato sempre da piccoli individui idiomorfi, incolori o debolmente gialli in sezione, con un nucleo di ortite intensamente colorata e pleocroica da verde-bruno a bruno-marrone carico. Tanto la zona esterna che il nucleo ortitico hanno birifrazione alta, ma estinguono con angolo molto diverso. In quantità affatto subordinate sono l' apatite, con bei prismetti idiomorfi, e gli ossidi di ferro neri, rappresentati solo in parte da magnetite.

La struttura e la composizione di questa roccia farebbero già di per sè stesse pensare ad una forma di contatto. Il dato derivante dalla sua giacitura permette di non dubitarne. I campioni sezionati provengono infatti dalla zona ad immediato contatto col granito illustrata dall' unito schizzo (Vedi fig. 8) che fu tolto da un blocco staccatosi dalle pendici del M. Matra, sopra S. Cassiano.

3. Gneiss a due miche.

Riuniamo in questo gruppo una serie di rocce gneissiche in cui, a lato della biotite sempre presente in quantità maggiore o minore, si trova la muscovite come elemento essenziale. Si tratta di forme generalmente molto acide, in cui troviamo sempre fra gli elementi felspatici l' ortoclasio o, rispettivamente, il microclino, e che sembrano rappresentare appunto nella serie delle rocce fin qui descritte l' estremo acido. Esse si riallacciano e passano per gradi ai termini più acidi dei gneiss biotitici che si trovano nel cuore della zona ora studiata, mentre si distaccano nettamente, anche sul terreno, dai gneiss anfibolici od anfibolico-pirossenici, che rappresenterebbero invece l' estremo basico della roccia.

I gneiss a due miche più tipici hanno, in confronto dei due gruppi di rocce prima considerati, una distribuzione più limitata e più accentrata. Essi infatti s' incontrano, si

può dire esclusivamente, nella parte mediana della zona Verceia-S. Cassiano, ed occupano il nucleo della supposta anticlinale alla quale abbiamo accennato più sopra. Si sviluppano specialmente sul fianco destro della valle della Mera, tra il promontorio di S. Fedelino e il fianco settentrionale del M. Berlinghera, e si spingono verso est nella Motta d'Avedè, ma qui, come nella bassa Valle Codera e verso il M. Provinaccio, sono molto subordinati per estensione ai gneiss biotitici ed ai gneiss anfibolici. In valle Meriggiana, sopra il limitato affioramento granitico di Vigazzuolo, se ne scorgono meglio i potenti banconi.

I gneiss a due miche, pur essendo in genere più chiari dei gneiss prima descritti, sono rocce di una tinta relativamente abbastanza scura e si distinguono in modo nettissimo dal granito di S. Fedelino che li attraversa e vi si inietta co' suoi banconi e col reticolato de' suoi filoni. La ricchezza loro in biotite è sempre notevole in confronto di quella del S. Fedelino. Essi, pur presentando, come tutte le rocce descritte, le tracce di una energica laminazione ed una notevole scistosità, sono rocce di grande compattezza: marcatamente parallela è la disposizione dei loro componenti, messa specialmente in evidenza dalle strisce regolari di lamelle biotitiche che rigano con andamento rettilineo od anche irregolarmente tortuoso la roccia.

Nel loro complesso queste rocce sono quelle che mostrano più chiaramente, pel modo loro di presentarsi e pei caratteri strutturali e di composizione, un'origine eruttiva o legata ad una vastissima iniezione.

a. *Gneiss a due miche di Valle Meriggiana (versante settentrionale del M. Berlinghera).*

Questa roccia, come dicemmo or ora, rappresenta il tipo di tutto il gruppo. Si può definire come un gneiss tabulare a due miche, a grana in genere piuttosto grossolana. Talvolta si hanno accenni ad una struttura occhiadina, ma ordinariamente la disposizione degli straterelli alterni di elementi chiari e di elementi micacei si mantiene regolarmente parallela.

L'esame microscopico permette di riconoscere le tracce di una cataclasi molto energica, sia negli straterelli e nelle lenti quarzose, sia negli altri elementi chiari, e specialmente nei felspati, spesso rotti e deformati otticamente.

I componenti essenziali della roccia sono, in ordine di abbondanza: ortoclasio, plagioclasio, quarzo, biotite, muscovite; accessori: apatite, zircone, rutilo, solfuri metallici.

L'ortoclasio è un componente abbondantissimo della roccia. Si trova in individui di forma e di sviluppo assai irregolari, unito principalmente al quarzo, col quale forma, almeno in apparenza, il cemento che unisce gli altri elementi. È di solito molto fresco, o appena torbidiccio, e scarso di inclusioni, le quali sono unicamente rappresentate da lamelle micacee. Frequentissimi e bellissimi invece i concrescimenti vermicolari col quarzo e talvolta dei veri concrescimenti micropegmatitici con quest'ultimo minerale. Non di rado presenta pure le tracce di una forte deformazione meccanica accompagnata da estinzioni ondulate o dallo sviluppo di strutture microcliniche propriamente dette. Tanto che il microclino si può enumerare fra i componenti della roccia.

Il plagioclasio, notevolmente più scarso, si trova in individui relativamente più regolari e di dimensioni discrete. È costantemente geminato secondo la legge dell'albite con lamelle fitte e serrate: rara la geminazione doppia albite-periclino. La misura delle estinzioni simmetriche nella zona normale a {010} dà valori massimi non superiori a

$+ 7^0$. I confronti col quarzo dànno sensibilmente $\alpha' \leq \omega$, $\gamma \leq \varepsilon$. Si tratta dunque di un termine compreso tra oligoclasio e oligoclasio-andesina e probabilmente più vicino a quest' ultimo (con Ab_2 An_1).

Gli individui maggiori sono spesso screpolati, con intrusione di quarzo nelle fessure. Più frequente che nell' ortoclasio un principio di alterazione.

Il quarzo è un componente altrettanto abbondante che l' ortoclasio e, come si disse, strettamente associato con quello. Forma individui isolati o gruppi lenticolari o stratiformi di individui con energica deformazione meccanica e spesso minutamente frantumati. Le estinzioni fortemente ondulate sono la regola. Frequenti le serie di inclusioni goccioliformi minute, col consueto aspetto.

La biotite è l' elemento micaceo prevalente, ma la sua quantità non è notevolmente superiore a quella della muscovite. Si presenta in lamelle isolate od in gruppi di lamelle di discrete dimensioni, spesso ondulate o ripiegate. Il colore è scuro ed il pleocroismo intenso tra giallo-bruno chiaro e bruno-marrone o bruno rossastro carico. Le lamelle biotitiche, in cui si riconosce la solita quasi perfetta uniassicità, sono spesso regolarmente associate alle lamelle muscovitiche, che con esse si alternano. Non raro un principio di alterazione in clorite, col consueto aspetto, e con formazione di rutilo sagenitico.

La muscovite si trova pure in lamelle di discrete dimensioni, distribuite con la stessa regolarità delle lamelle di biotite, e con le stesse deformazioni eventuali.

Fra i componenti accessori prevale l' apatite, la quale trovasi in granuli od in individui ben formati, inclusi in tutti i componenti della roccia fin qui ricordati, ma specie nelle miche e nel plagioclasio.

Lo zircone è poco meno frequente dell' apatite. Esso si presenta in cristallini minutissimi entro il quarzo ed i felspati: nelle miche è di solito contenuto in individui di dimensioni anche notevolmente più grandi, e nella biotite è circondato da un' ampia aureola scura pleocroica.

Il rutilo è solo presente come prodotto di alterazione della biotite, entro la clorite che da questa deriva. I solfuri metallici sembrano essenzialmente rappresentati dalla pirite.

b. *Gneiss a due miche della Motta d' Avedè* (Tav. VII, fig. 5).

Anche questo gneiss a due miche che trovasi a contatto coi banconi granitici nella Motta d' Avedè sopra Novate Mezzola si può definire come un gneiss tabulare a scistosità poco marcata. Esso presenta però non di rado, ed in modo ben più evidente che il gneiss di Val Meriggiana, una struttura microoccellare o porfiroblastica tipica. La roccia reca i segni di un energico dinamometamorfismo, che risultano particolarmente evidenti con l' esame microscopico delle sezioni. Come già i gneiss biotitici ed i gneiss anfibolici delle cave di Novate, è indicato col nome di *valcondria* dai cavatori, ed invero l' esame superficiale della roccia non la lascia distinguere molto chiaramente dalle rocce sopra citate.

Perfetta concordanza vi è per composizione mineralogica con la roccia del Berlinghera. I componenti essenziali sono infatti: ortoclasio, plagioclasio, quarzo, biotite e muscovite; accessori sono: apatite, zircone, solfuri metallici; e secondari: rutilo e clorite. L' esame microscopico permette inoltre di constatare che la cataclasi della roccia è ancora più profonda di quella del gneiss di Val Meriggiana, essendo spesso marcatissima una Mörtelstruktur di tutti gli elementi chiari, e costante una fina frantumazione degli individui quarzosi.

L' ortoclasio si trova in individui assai irregolari, torbidicci e spesso in preda ad un' alterazione abbastanza avanzata, con formazione di fini lamelle sericitiche verso il centro dei cristalli. Frequentissimi e veramente tipici i concrescimenti mirmechitici col quarzo e non rarissimi pure i concrescimenti micropertitici col plagioclasio. Energiche le deformazioni meccaniche, le quali, oltre alla frequente frantumazione degli individui cristallini, sviluppano caratteristiche estinzioni irregolarmente ondulate e delle tipiche strutture di microclino. Contiene inclusioni goccioliformi di quarzo e lamelle micacee.

Il plagioclasio è abbastanza abbondante e forma individui di discrete dimensioni, che costituiscono il nucleo delle ghiandolette nelle varietà più chiaramente micro-occellari o dei veri porfiroblasti. È sempre geminato secondo la legge dell' albite con lamelle di geminazione fine e serrate e con estinzioni simmetriche piuttosto basse (5°-6°). Confronti col balsamo e confronti col quarzo permettono di confermare che anche in questo caso il plagioclasio non è molto più basico di un termine oligoclasio od oligoclasio-andesina. Abbastanza marcata in qualche caso l' alterazione del minerale, con formazione di fini e caratteristici reticolati clinozoisitici.

Frequente anche nel plagioclasio la frantumazione degli individui con spostamento dei frammenti ed infiltrazione di minerali diversi (quarzo, clorite) entro le fessure.

Come già notammo per l' ortoclasio, il plagioclasio forma qualche volta dei tipici concrescimenti mirmechitici col quarzo (Vedi tav. VII, fig. 5).

Il quarzo, molto abbondante, si presenta in lenti di discrete dimensioni o più spesso in istraterelli con una costante frantumazione assai fina e caratteristica. I frammentini che ne risultano hanno un contorno fortemente dentellato e mostrano nell' insieme una specie di laminazione che s' adatta alle ghiandolette felspatiche, nonchè le solite estinzioni ondulate Discretamente abbondanti le inclusioni goccioliformi minutissime.

La biotite è l' elemento micaceo più abbondante. Si presenta in lamelle di discrete dimensioni, isolate o riunite in serie, aggruppate con la muscovite. Il colore è scuro ed il pleocroismo intenso da giallognolo a bruno-marrone carico. Le lamine sono spesso ondulate o pieghettate. Non rara la parziale o totale cloritizzazione, con formazione di rutilo sagenitico ed isolamento di un minerale nero, opaco.

La muscovite è nettamente subordinata alla biotite per quantità. Trovasi essa pure in lamelle di dimensioni non piccolissime.

Fra i componenti accessori predomina l'apatite, la quale si presenta in granuli grossetti ed in gruppi di granuli tondeggianti, coi consueti caratteri.

Lo zircone è pure, come elemento accessorio, discretamente abbondante e rappresentato da cristalli di discrete dimensioni, incluso, insieme con l' apatite, in tutti gli altri componenti della roccia. Nella biotite è circondato dalla consueta aureola pleocroica.

I solfuri metallici sembrano rappresentati prevalentemente dalla pirite.

Il gneiss a due miche della Motta d' Avedè presenta non di rado, ed in modo assai più evidente che non la massa principale del M. Berlinghera, delle amigdale variamente estese, ma non mai più lunghe di qualche decimetro, di colore molto più scuro del resto della roccia. Queste sorta di amigdale appaiono come vere concentrazioni di elementi colorati ed assomigliano alle tanto frequenti concrezioni basiche delle rocce francamente eruttive. L' esame ad occhio nudo mostra una prevalenza assoluta della biotite in lamelle ben visibili e di colore molto intenso, ma mostra pure la presenza di componenti chiari in mediocre quantità. Al microscopio si riconoscono infatti, insieme alla biotite predo-

minante, il plagioclasio, il quarzo, la muscovite, e, come elementi più minuti, accessori, l'apatite, lo zircone, il granato.

La biotite si presenta in grandi e spesse lamelle, con forte pleocroismo da giallo-bruno chiaro a bruno-rossastro assai scuro. Le lamine sono frequentemente pieghettate e incurvate. Talvolta fra le lamine biotitiche sono interposte regolarmente lamine muscovitiche di non minori dimensioni. Non rara pure la cloritizzazione col solito aspetto.

Il plagioclasio è discretamente abbondante. Si presenta sempre in individui di forma affatto irregolare e piuttosto grandi. Costante una fine poligeminazione albite o albite-periclino, con lamelle fitte e sottili. Le estinzioni, alquanto più alte di quelle notate per la roccia normale, ed i confronti col quarzo portano ad un termine leggermente più basico dell'oligoclasio-andesina. Il plagioclasio contiene spessissimo inclusioni tondeggianti di quarzo, lamelle biotitiche piccole e ben formate, e gli elementi accessori della roccia.

Il quarzo è relativamente scarso e, oltre che come inclusione nel felspato, si trova solo in piccole lenti con minuta frantumazione e con le solite estinzioni fortemente ondulate.

La muscovite è subordinata per quantità alla biotite, ma non scarsissima. Se ne hanno anche grandi lamine aggruppate alla mica bruna e, come quella, incurvate e pieghettate. Mentre la biotite appare quasi uniassica, le lamelle muscovitiche sono nettamente biassiche, con un angolo assiale abbastanza grande, se non grandissimo.

L'apatite è in grossi granuli, di forma irregolare. Pure relativamente grandi sono i cristallini di zircone, inclusi in tutti gli elementi della roccia e circondati, nella biotite, da ampie aureole brune pleocroiche. Rarissimo il granato, quasi incoloro.

c. *Gneiss a due miche di Albonico.*

Una roccia che si distacca abbastanza notevolmente dalle altre di questo gruppo fin qui descritte è un gneiss che si sviluppa in qualche punto del versante meridionale del M. Berlinghera, fra Dascio ed Albonico, e che costituisce, ad esempio, il Sasso di Dascio sulla riva destra del lago di Mezzola. Si tratta sempre di un gneiss a due miche, ma la muscovite vi è nettamente predominante sulla biotite, e la tessitura fortemente scistosa vi è messa in evidenza da strati spessi e continui di elementi micacei separanti strati quarzoso-felspatici. Il colorito generale della roccia è abbastanza chiaro e sulle facce di scistosità argenteo.

L'esame microscopico permette di rilevare in tutti i componenti le tracce di una grandiosa cataclasi, notevolmente più marcata di quella già evidentissima delle forme fin ora descritte. Si tratta di una facies con enorme laminazione.

I componenti essenziali della roccia sono: ortoclasio (microclino), plagioclasio, quarzo, muscovite, biotite; gli accessori sono: apatite, zircone.

L'ortoclasio, insieme col microclino, è il più abbondante elemento chiaro, ed anche il predominante fra tutti i componenti della roccia. Si presenta, come al solito, in individui molto irregolari per forma e per sviluppo, quasi sempre rotti o spezzettati. Frequentissime le deformazioni ottiche con marcate estinzioni ondulate e con graduali passaggi a pr tte strutture microcliniche. Il microclino anzi viene ad essere uno dei componenti felspatici più importanti della roccia. L'uno e l'altro sono pure assai di sovente associati al quarzo, col quale formano tipici concrescimenti mirmechitici, e spesso lo contengono come inclusione in granuli tondeggianti. Essi sono abbastanza freschi o appena leggermente torbidicci.

Il plagioclasio è nettamente subordinato all' ortoclasio per quantità. Si trova in piccoli individui di forma irregolare, recanti anch' essi le tracce di una energica cataclasi. Costante la geminazione secondo la legge dell' albite, con lamelle fine e serrate, ed estinzioni molto basse. I confronti col balsamo e col quarzo permettono di stabilire che si tratta di un termine non lontano dall' oligoclasio ($Ab_4\ An_1$ - $Ab_3\ An_1$).

Il quarzo, che sembra compiere l' ufficio di impastare e riunire insieme tutti gli elementi felspatici, è abbondante e si presenta in istraterelli od in gruppi di granuli assai irregolari. Gli individui quarzosi sono sempre finamente frantumati ed i frammenti, con margine fortemente dentellato, hanno le consuete estinzioni ondulate. Granuli quarzosi sono inclusi nei felspati: frequentissime le associazioni vermicolari.

La muscovite è, come già dicemmo, l' elemento micaceo prevalente, e, anche in via assoluta, abbondantissima. Costituisce straterelli affatto continui e distinti dagli altri elementi della roccia. Le lamelle muscovitiche sono piccole e irregolari, e spesso piccolissime, sì da riprodurre l' aspetto di aggruppamenti sericitici. I caratteri loro sono però quelli di una muscovite tipica. Negli straterelli muscovitici sono sparse lamine di biotite in quantità non molto grande e di piccole o piccolissime dimensioni. Tanto la muscovite quanto la biotite sono poi sparse in scarsa quantità anche negli strati essenzialmente quarzoso-felspatici, ed allora hanno uno sviluppo molto irregolare. Il colore della biotite è bruno-rossastro ed il pleocroismo abbastanza intenso.

L' apatite, poco frequente, si trova in granuli irregolari, piuttosto grandi, inclusa specialmente nel quarzo e nel felspato. Granuli minuti sono talvolta inclusi nelle miche.

Più frequente lo zircone, in piccoli cristalli ben formati inclusi in tutti i componenti della roccia, particolarmente perfetti nel quarzo. Nella biotite è circondato da un' ampia aureola bruna pleocroica.

4. Scisti a sillimanite e sillimanitico-cordieritici.

In questo gruppo, vasto e multiforme, abbiamo riunito una serie di forme scistose, ora aventi il carattere e l' aspetto di classici micascisti a sillimanite, ora qualificabili piuttosto per gneiss cordieritici di contatto, distinti tutti, oltre che da una analogia più o meno spiccata nella loro fisionomia generale, dalla presenza di abbondante sillimanite.

Circa la distribuzione loro nelle varie parti della grande zona Verceia-S. Cassiano occorre fare una distinzione. I più tipici micascisti a sillimanite sono sparsi in tutti i livelli della zona indistintamente; ne incontriamo a sud di Verceia ed a Bugiallo, poco lungi dal contatto con le dioriti del Bassetta, ne incontriamo nella valle dei Ratti sopra Frasnedo pure a non grande distanza dalle dioriti, ne incontriamo sopra S. Giorgio e presso S. Fedelino, nel cuore della zona, come pure ne troviamo ampio sviluppo sopra Somaggia e sopra Porettina, in vicinanza di S. Cassiano, sul versante meridionale del massiccio Pizzo di Prata. E l' aspetto e la composizione di queste rocce si mantengono mirabilmente costanti in tutta la zona, sì che esse più che qualunque altra forma petrografica, imprimono una evidente unità di fisionomia alla zona stessa.

Le forme invece, che possiamo piuttosto qualificare per gneiss sillimanitico-cordieritici, si sviluppano unicamente verso i confini settentrionali della zona Verceia-S. Cassiano, e non ci fu dato raccoglierne esemplari che a nord di Somaggia, all' altezza di V. Trebecca, o, meglio, sopra S. Cassiano, sulle pendici meridionali ed occidentali del M. Matra. L' aspetto, la struttura, la composizione di queste ultime rocce sono quelli di tipiche forme di contatto,

e, come sopra più volte avvertimmo, la constatazione che queste forme sono limitate, od almeno sono in enorme prevalenza sviluppate nella metà settentrionale della zona studiata, non è il meno notevole dei fatti che ci parve di poter mettere in luce con le nostre osservazioni.

Gli scisti a sillimanite, che, per distinguerli da questi ultimi, chiameremo normali, sono intercalati specialmente alle zone formate dai gneiss biotitici e con essi si collegano per passaggi graduali, sì che riesce pressochè impossibile delimitarne con precisione la distribuzione sulla carta, data anche la poca accessibilità di moltissime plaghe della regione studiata. Ma la quantità loro non è certo trascurabile e si può affermare che, specie in alcuni punti, costituiscono delle potenti ed estese intercalazioni nella serie gneissica predominante.

Essi non comparvero segnati sinora sulle carte geologiche della regione, neppure su quella sì accurata del Rolle [11] e su quelle più recenti, ma la loro esistenza nei dintorni di Novate Mezzola fu già affermata e messa in giusto rilievo dal Mattirolo [24] e da Artini e Melzi [27].

Nuova risulta invece la constatazione dell' esistenza delle numerose e sviluppate forme a cordierite che descriveremo. Esse appaiono notevolmente estese solo agli estremi confini settentrionali della zona, là dove essa si avvicina al contatto con le formazioni dei dintorni di Prata e di Chiavenna. La coltre gneissica che forma le creste del M. Matra, ricoprendo l' estremo sviluppo nordico dei graniti di Riva e Novate, ce ne offre i più begli esempi.

a. *Micascisto a sillimanite di Frasnedo* (*Valle dei Ratti*).

Sul fianco destro della valle dei Ratti, lungo le pendici meridionali del Sasso Manduino e della Cima di Provinaccio, nella serie dei gneiss biotitici che ivi si sviluppano sono intercalati numerosi banchi di una roccia dall' aspetto micascistoso, in cui anche col semplice esame macroscopico non è difficile riconoscere la sillimanite. Si tratta di rocce scistosissime, a struttura nettamente parallela, con strati continui, ondulati o nodulosi, essenzialmente micacei separanti strati o lenti allungate e tortuose formate da quarzo e felspato. Talvolta si ha pure una struttura irregolarissimamente ghiandolare. Rompendo la roccia normalmente alla scistosità, appaiono principalmente le lenticelle e gli straterelli quarzoso-felspatici, i quali mostrano già ad occhio nudo una struttura minutamente ghiandolare, separati dalle tracce sottili e tortuose degli straterelli micacei, ed il colorito della roccia ne risulta piuttosto chiaro. Scheggiando invece la roccia parallelamente alla scistosità, le lastre sottili e gibbose irregolarissime che se ne ottengono mostrano le loro superficie di un intenso colore bruno-violaceo perchè interamente ricoperte da un rivestimento biotitico. Su queste superficie si possono scorgere non di rado anche ad occhio nudo dei fascetti o degli aggruppamenti di un minerale chiaro, a lucentezza sericea, che si riconosce facilmente per sillimanite. Qua e là macchiette rosee di granato.

Là dove sono sviluppate queste forme micascistose a sillimanite, che per la loro forte scistosità sono facilmente intaccate ed erose dagli agenti atmosferici, il ripido pendio del monte si fa un po' meno aspro e si formano le poche plaghe abitabili della vallata (Vedi fig. 4, pag. 41). Lo stesso solco vallivo della valle dei Ratti segue principalmente l' andamento di questi scisti sillimanitici e dei gneiss minuti biotitici che li accompagnano.

L' esame microscopico delle sezioni, condotte, com' è naturale, normalmente alla scistosità, permette di riconoscere fra i componenti essenziali, abbondantissimi, il quarzo, il plagioclasio, la biotite e la sillimanite; subordinata la muscovite; accessori

il granato, lo zircone, l'apatite, la clorite, il rutilo, scarsi solfuri metallici e, come prodotto di alterazione di questi ultimi, la limonite. L'esame microscopico permette inoltre di rilevare parecchie particolarità strutturali della roccia degne di essere attentamente considerate, specie in riguardo alla origine della roccia stessa, e le tracce di una vasta ed energica cataclasi.

Le sezioni normali alla scistosità mostrano anche al microscopio evidentissima la separazione di straterelli o lenticelle allungatissime interamente quarzosi o quarzoso-felspatici, in cui le miche e la sillimanite sono contenute in quantità affatto subordinata, e di straterelli altrettanto continui in cui sono principalmente accentrati questi ultimi minerali.

Il quarzo, assolutamente predominante, forma, come ora si disse, straterelli mirabilmente continui, che talvolta separano da soli gli straterelli micacei o micaceo-sillimanitici e tale altra volta racchiudono e circondano regolarmente lungo il loro percorso degli individui felspatici di dimensioni relativamente grandi. L'aspetto occhiadino o finamente ghiandolare degli strati e delle lenti di elementi chiari è infatti dato essenzialmente dalla esistenza di queste sorta di porfiroblasti felspatici, bianco-opachi in massa, racchiusi dalle striscerelle tortuose dei granuli di quarzo.

Il quarzo è ancora sparso in minute lenticelle entro gli strati micacei ed è incluso in granuli tondeggianti entro gli individui felspatici. Minutissima è la frantumazione alla quale fu sottoposto il quarzo: si tratta di una vera e grandiosa laminazione. I frammentini quarzosi hanno quasi sempre un margine fortemente dentellato e nell'insieme presentano le più classiche estinzioni ondulate che si possono immaginare. Non di rado nel quarzo sono contenute in serie numerose inclusioni fluide con libella mobile, e nelle screpolature sono infiltrate sottilissime lamine limonitiche.

Assai caratteristico è l'aspetto degli individui felspatici che si trovano quasi esclusivamente racchiusi negli strati quarzosi. Si tratta di grandi individui a contorno irregolare, ma talvolta anche tondeggianti od a margine disegualmente arrotondato, come se fossero stati corrosi o riassorbiti dal quarzo. Questi individui, di solito allungati nel senso della scistosità, sono quasi costantemente spezzati normalmente alla scistosità in vari frammenti, ed i frammenti spostati ed allontanati l'un dall'altro. Nelle fessure beanti, come nelle rientranze degli individui, s'insinua il quarzo finissimamente granulare, ma, pure assai di frequente, in corrispondenza delle fessure aperte il felspato stesso presenta un evidentissimo ricrescimento che disegna sul margine dei subindividui, costantemente torbidicci per alterazione, delle zone perfettamente limpide. Talvolta anche le fessure beanti sono interamente risaldate da questo felspato limpido secondario. Sempre in queste fessure, tale altra volta si trovano insieme col quarzo della clorite in gruppetti di lamine sovrapposte in modo da simulare delle vermicolazioni e dei prodotti squamosi fortemente birifrangenti riferibili con ogni probabilità a sericite.

Non rare pure le incurvature e le contorsioni dei cristalli, che completano il quadro delle energiche deformazioni meccaniche alle quali questi felspati furono sottoposti.

L'elemento felspatico ben riconoscibile è interamente plagioclasio, almeno nelle sezioni esaminate. Costante la geminazione dell'albite con lamelle fine e serrate: rari i geminati doppi albite-periclino ed albite-Carlsbad. Una pressochè generale alterazione con intorbidamento dei cristalli e con formazione di prodotti micacei rende difficile sia la misura sicura delle estinzioni sia i confronti col balsamo e col quarzo. Ciò non ostante parmi poter affermare che i valori massimi delle estinzioni simmetriche nella zona normale a (010) non superino i 13°-14°. Nei confronti col balsamo α' appare leggermente superiore ad n,

e nei confronti col quarzo α' e γ' sembrano press' a poco eguali ad ω e ad ε rispettivamente. Il felspato sarebbe adunque nella maggior parte dei casi un termine oligoclasio-andesina (Ab_3An_1). Talvolta il felspato sembra essere un po' più basico, entrando nei limiti dell' andesina.

Rari granuli alteratissimi, senza traccia di geminazione, possono forse appartenere all' ortoclasio.

Il felspato include spesso granuli tondeggianti di quarzo: meno frequentemente altri elementi.

La biotite è, col quarzo, l' elemento predominante della roccia. Gli straterelli micacei spessi e continui, che segnano in principal modo le scistosità della roccia, come pure le minori pellicole che talvolta contribuiscono a marcare la fina struttura ghiandolare degli strati di elementi chiari, sono in grande prevalenza costituiti da biotite. Le lamelle sono fitte e regolari, ma non di rado anche incurvate, pieghettate e sfrangiate alle estremità. Il colore è piuttosto scuro anche in sezione: il pleocroismo intenso da giallo-bruno chiaro a bruno-rossastro molto carico. Su lamelle isolate si riconosce la consueta quasi uniassicità del minerale. Non rara l' alterazione parziale e completa del minerale in clorite di color verde chiarissimo e pleocroismo appena percettibile da giallo a verde-mare. Tale alterazione è accompagnata da formazione di rutilo sagenitico in fini aghetti e di un minerale nero (probabilmente magnetite o ilmenite).

Alla biotite si associa qualche volta in piccola quantità la muscovite primaria, coi consueti caratteri. Più di frequente questo minerale accompagna i felspati come evidente predotto secondario di alterazione. Qualche granulo felspatico ne è circondato pressochè interamente.

Alla biotite si associa invece assai più spesso e in quantità ben altrimenti notevole la sillimanite. Questo minerale si presenta come d' ordinario in prismi sottili ed allungati, bacillari od aciculari, qualche volta isolati, ma assai più di frequente riuniti a fasci e disposti a formare delle lunghe serie largamente ondulate. Non di rado la sillimanite forma anche da sola degli straterelli più o meno estesi, separanti gli strati quarzoso-felspatici, od è inclusa in cristalli isolati od in fascetti poco numerosi entro il quarzo ed eccezionalmente nel felspato.

Il minerale è incoloro, ha una rifrazione ed una birifrazione abbastanza alte, estinzione esattamente parallela ed allungamento positivo. Le poche sezioni trasversali mostrano le tracce di geminazione {100}.

L' associazione con la biotite, che rappresenta il caso più comune, è molto intima e non sempre si discernono con sicurezza i confini tra i due minerali, formanti dei fasci compatti.

Frequente anche nella sillimanite una fratturazione normale all' allungamento delle lenti e degli straterelli, con allontanamento dei frammenti e rinsaldatura operata specialmente dal quarzo.

Fra i minerali accessori predomina per quantità e sviluppo degli individui il granato. Questo minerale si trova in individui spesso di discrete dimensioni, tendenti qualche volta allo sviluppo regolare, ma più di frequente sformati e spezzettati, ravvolti di solito dalla mica. Il colore è appena percettibilmente roseo in sezione. Non v' è traccia di deformazione ottica. Relativamente rare le inclusioni, rappresentate di solito da granuli quarzosi tondeggianti e, più raramente, da aghetti sillimanitici e da lamelle micacee. Nelle screpolature dei cristalli si è insinuato un velo limonitico.

Non frequente, nelle sezioni esaminate, l'apatite, che si trova però in granuli grandetti, con molte inclusioni minutissime.

Abbastanza abbondante invece lo zircone, il quale si presenta in cristallini od in granuli alquanto arrotondati relativamente grandi, incluso specie negli straterelli biotitici e sillimanitici. Nella biotite è circondato da aureole brune pleocroiche.

La clorite, sempre secondaria, oltre che come ordinario prodotto di alterazione della biotite, si presenta pure in minute serie di lamelle entro il quarzo che rinsalda le fessure beanti dei felspati. Essa è accompagnata spesso da rutilo e da un minerale nero, opaco. Rari solfuri metallici, rappresentati specie da pirite, con avanzata alterazione limonitica.

Una perfetta analogia con la roccia qui descritta, anche nei più minuti caratteri strutturali e nelle tracce della grandiosa cataclasi alla quale la roccia stessa fu sottoposta, hanno gli scisti a sillimanite da noi raccolti a sud di Verceia, presso S. Fedele, e quelli dei dintorni di Bugiallo. I quali tutti rappresentano le manifestazioni più meridionali di questa interessante forma petrografica, e si spingono sino a non grande distanza dalla formazione dioritica Sorico-M. Bassetta.

A S. Bartolomeo sopra Bugiallo si raccoglie una roccia scistosissima, assai simile nell'aspetto complessivo agli scisti a sillimanite di questa parte meridionale della zona Verceia-S. Cassiano, costituita invece essenzialmente da plagioclasio e biotite. Manca, almeno nelle sezioni esaminate, ogni traccia di sillimanite e di quarzo. Lo studio microscopico permette di riconoscere, oltre al plagioclasio ed alla biotite essenziali, il granato, l'apatite, lo zircone, l'epidoto come accessori.

Il plagioclasio è l'elemento prevalente. Si presenta in granuli regolari, equidimensionali e formanti quasi una struttura pavimentosa; costantemente geminati secondo la legge dell'albite o dell'albite-periclino. Si riconosce per un termine oligoclasio-andesina.

La biotite è abbondante, in lamelle in serie stratiformi, spesso schiacciate tra i felspati. Contiene inclusioni idiomorfe di apatite e zircone con aureola pleocroica. Il granato è scarso. L'epidoto è di evidente formazione secondaria e s'insinua nelle fessure degli altri minerali.

b. *Micascisto a sillimanite di S. Giorgio di Novate.*

Nell'aspro vallone che scende dalla Cima di Provinaccio verso occidente, passando a sud di S. Giorgio di Novate, e che costituisce una delle località più interessanti per lo studio della nostra regione, si sviluppano qua e là in mezzo alle formazioni gneissiche predominanti dei tipici micascisti a sillimanite. Specialmente verso la parte alta del vallone e sul fianco destro di esso, non lungi dall'abitato di S. Giorgio, si raccolgono in abbondanza i campioni dell'interessante roccia, in cui anche col semplice esame ad occhio nudo si riconosce la presenza della sillimanite.

La roccia, pur avendo una grandissima somiglianza con quelle or ora citate, differisce alquanto da esse per qualche carattere: è in genere più ricca di mica bruna, e di conseguenza è più scura, e la struttura ne è sensibilmente più compatta. Anche nelle sezioni normali alla scistosità il colorito generale della roccia è molto scuro, ma sulle superficie di distacco dovute alla scistosità la tinta bruno-violacea a lucentezza quasi metallica o sericea per la presenza della sillimanite diventa poi scurissima.

La struttura parallela è ancora evidente, ma nella maggior parte dei casi gli elementi chiari quarzoso-felspatici, piuttosto che formare strati continui senza mescolanze con gli altri componenti della roccia, costituiscono delle lenticciole molto schiacciate, irregolari e tortuose, investite dagli elementi scuri, così che, specie nelle sezioni normali alla scistosità e all' allungamento di questi lenti, la struttura vien quasi ad essere somigliante alla ghiandolare. Siamo ad ogni modo ben distanti dalla netta ed evidentissima separazione fra gli straterelli quarzosi ed i micacco-sillimanitici notata nelle rocce precedenti.

La scistosità della roccia è evidentissima, ma anche sotto questo riguardo notevole è il distacco dalle rocce di Frasnedo e di Bugiallo, la cui laminazione è assai più marcata. L' esame microscopico delle sezioni non rivela la grandiosa e generale frantumazione degli elementi notata nelle rocce prima descritte.

Dal punto di vista della composizione le differenze non sono che quantitative e di non molto conto. La roccia di S. Giorgio si avvicina di più ad un tipico micascisto, scarseggiando notevolmente di felspato: la muscovite invece vi è in quantità alquanto maggiore che non nella roccia di Frasnedo.

Al microscopio si riconoscono i seguenti componenti essenziali: quarzo, biotite, muscovite, sillimanite; subordinato il felspato; accessori l'apatite, lo zircone, ossidi di ferro.

Il quarzo è abbondantissimo nella roccia. Forma ordinariamente delle piccole lenti, separate dagli strati ondulati e continui degli elementi micacei. La cataclasi di queste lenticciole è ben marcata, ma non fortissima, e di rado giunge alla minuta frantumazione con formazione di frammenti a margini dentellati altre volte rilevata. Le estinzioni sono sempre ondulate. Scarsissime le inclusioni fluide; frequente invece quella di prismetti sillimanitici e di cristallini di zircone.

La biotite è pure abbondantissima, sia in serie regolari ed ondulate di lamelle sia in gruppi di lamelle sparse fra gli altri componenti della roccia. Il colore del minerale è molto intenso, e forte è il pleocroismo da giallo-bruno a bruno-rossastro scuro non una gradazione molto calda di tinte. L' angolo degli assi ottici è, come di solito, molto piccolo. Le lamelle di biotite, spesso pieghettate e contorte, e sfrangiate ai bordi, presentano talora la consueta alterazione in clorite, ma non mai completa.

La muscovite, pur essendo subordinata per quantità alla biotite, è sensibilmente più abbondante che negli altri scisti a sillimanite sopra citati. È ordinariamente associata alla biotite negli straterelli micacei della roccia e come quella contiene spesso come inclusione la sillimanite. Perfettamente incolora in sezione e coi soliti vivissimi colori di interferenza a nicols incrociati, presenta però un angolo assiale relativamente molto piccolo.

La sillimanite si presenta anche in questa roccia preferibilmente associata alla biotite, nelle solite serie ondulate di indivtdui bacillari. Non di rado la sillimanite circonda ed investe interamente le lenticciole quarzose, che ne risultano pure attraversate in tutti i sensi dagli aghetti del minerale. Spesso è inclusa nelle due miche. I caratteri ottici sono i consueti. Gli individui assumono qualche volta dimensioni alquanto maggiori del solito ed allora, sulle sezioni basali, sono ben visibili le tracce della sfaldatura {100{ ed il contorno rombico dei cristalli. Frequente la spezzettatura già notata nei singoli individui e nelle serie di essi.

Il felspato in questa roccia è molto più scarso che nelle altre. Si trova in individui di dimensioni molto varie generalmente investiti interamente dal quarzo, il quale sembra aver esercitato su di essi una sorta di riassorbimento, perchè il contorno loro è sempre

irregolarmente curvo e intaccato. I non numerosi individui sono di solito in uno stato di avanzata alterazione ed inoltre sono, come il quarzo, infiltrati di limonite lungo le minute fessure di sfaldatura. Mancante, o non rilevabile chiaramente, la poligeminazione. Tutto ciò rende difficile la loro determinazione. Nei confronti col balsamo pare tuttavia che n sia eguale o minore di α', e nei confronti col quarzo ω sempre poco divervo da γ': si tratterebbe dunque sempre di plagioclasio e di un termine non lontano dall'oligoclasio.

Fra i minerali accessori, scarsa l'apatite col consueto aspetto. Più frequente lo zircone in granuli marcatamente tondeggianti, circondati dalla solita aureola bruna pleocroica nella biotite, inclusi in tutti i componenti della roccia. Insieme allo zircone si incontrano pure altri granuli, di aspetto non sensibilmente diverso, forse leggermente meno rifrangenti, che non sono circondati da aureola nella biotite. La loro piccolezza non permette di definirli meglio. Pirrotina e ossidi di ferro, neri, retativamente frequenti.

c. *Scisto sillimanitico di Porettina* (Tav. VI, fig. 1, Tav. VIII, fig. 5).

Presso lo sbocco di valle Trebecca, presso Porettina, e più in alto, nella valle Scaron, tra il M. Motosche ed il Matra, troviamo altre zone di tipici scisti a sillimanite. È questa anzi la plaga dove tali rocce presentano il loro più ampio sviluppo.

L'aspetto esterno degli scisti di Porettina non è diverso da quello delle rocce di questa categoria finora descritte. Si tratta sempre di rocce ricche di biotite e assai scistose, ben riconoscibili per il particolare colorito bruno-violaceo e la non rara lucentezza sericea delle superficie di scistosità. Alcune varietà sono tanto ricche di sillimanite che questo minerale vi si riconosce ad occhio nudo in fascetti e straterelli di fibre.

La struttura è marcatamente parallela e pressochè altrettanto evidente come negli scisti di Frasnedo e di S. Fedele di Vercela. Sonvi straterelli, ondulati e irregolari, di elementi quarzoso-felspatici separati nettamente da strati di mica e di sillimanite. Nella sezione longitudinale, normale alla scistosità, la regolarità degli strati alterni è grandissima; nella sezione trasversale la tessitura della roccia appare ordinariamente pieghettata o passante alla lenticolare con lenti molto schiacciate e irregolari.

L'esame microscopico mostra anche in questo caso chiare le traccie del dinamometamorfismo, ma in un grado notevolmente più basso di quello che si nota nelle rocce della parte meridionale della zona. Non di rado infatti le plaghe quarzose, pur mostrandosi costituite da un mosaico di individui variamente orientati, sono lungi dal presentare frantumazioni e le estinzioni fortissimamente ondulate che altre volte notammo.

Per i componenti e per le proporzioni loro le rocce di Porettina si avvicinano più a quelle di Frasnedo che a quelle di S. Giorgio. Relativamente abbondante vi è infatti l'elemento felspatico e scarsa la muscovite.

L'esame microscopico permette di riconoscere come componenti essenziali il quarzo, il felspato, il biotite e la sillimanite; subordinata la muscovite; accessori l'apatite, lo zircone, la pirite e secondari la clorite e il rutilo.

Il quarzo, che sembra, come sempre, l'elemento predominante della roccia, si presenta a formare straterelli continui o plaghe lenticolari di discrete dimensioni. Queste plaghe quarzose sono spesso formate da un mosaico di individui abbastanza estesi, il cui contorno, relativamente regolare, è messo come in tutti casi osservati in rilievo dalla infiltrazione di sottili lame limonitiche. Tale altra volta la deformazione meccanica assume un

particolare sviluppo e si manifesta una frantumazione più o meno minuta dei vari individui, accompagnata dalla consueta deformazione ottica.

Gli straterelli quarzosi involgono come sempre gli individui felspatici e talvolta nei felspati stessi si notano inclusioni goccioliformi di quarzo. Nel quarzo si hanno inclusioni liquide con libella, ma ben più abbondanti sono le inclusioni di sillimanite, di zircone e di altri componenti ancora.

Il felspato in queste rocce, sebbene subordinato per quantità al quarzo, diventa un elemento essenziale. Esso sembra rappresentato unicamente da un plagioclasio piuttosto acido. Si trova in grandi individui di forma tondeggiante, racchiusi nelle lenti e negli strati quarzosi, con un principio di alterazione muscovitica. Talvolta si ha una fine e fitta poligeminazione secondo la legge dell'albite, ma nella maggior parte dei casi manca ogni traccia di geminazione. I confronti col balsamo dànno quasi sempre α' press'a poco eguale ad n: nei confronti col quarzo risulta sempre ω almeno leggermente superiore a γ'. Le estinzioni nella zona normale $\{010\}$ sono estremamente piccole e non superano i $+ 2°$. Si tratterebbe dunque di un termine albite-oligoclasio (tra $Ab_6 Au_1$ e $Ab_4 Au_1$).

La biotite è, come già si disse, un componente abbondantissimo, e da solo od in unione con la sillimanite e la muscovite forma degli strati continui, irregolarmente ondulati o gibbosi, che marcano la scistosità della roccia. Le lamelle biotitiche sono spesso contorte e sfilacciate, ed hanno una tinta carica, con pleocroismo da giallognolo chiarissimo a bruno-rossastro intenso. La uniassicità delle lamelle è quasi completa.

Particolarmente intima l'associazione con la sillimanite, i cui fasci di aghetti sembrano sorretti come da una trama di biotite. La biotite è talvolta anche inclusa nel quarzo e nel felspato, ed allora si presenta in piccole lamine tondeggianti o laciniate, che sembrano parzialmente riassorbite. Insieme alla muscovite talvolta anche riveste come una cipolla gli individui felspatici e le grosse apatiti. Frequente la cloritizzazione coi soliti caratteri.

La sillimanite è abbondantissima. Come si può rilevare dalle figure riportate, forma fitti strati continui di cristallini bacillari, spesso con andamento largamente ondulato, ed oltre a ciò trovasi pure in gruppi più sciolti di individui, spesso con dimensioni alquanto maggiori, specie a rivestire alcune lenticciole quarzose della roccia. I suoi caratteri ottici sono i consueti. Non rara, come sempre, una spezzettatura trasversale dei fasci sillimanitici. La disposizione trasversale delle serie di individui è ben visibile dalla fig. 5 della tav. VIII.

La muscovite è piuttosto scarsa. Si trova in lamelle primarie, specie associata regolarmente alla biotite e come questa incurvata e deformata. È pure associata alla sillimanite e la contiene come inclusione. Secondaria è invece la muscovite che in assai più esili lamelle accompagna i felspati.

Un minerale che, fra gli elementi accessori, presenta in certo modo uno sviluppo anormale è l'apatite. Essa si presenta in individui eccezionalmente grandi, crepacciati e ricchi di inclusioni, ravvolti spesso dagli elementi micacei come le più grosse ghiandole felspatiche e quarzose. Questi individui sono relativamente rari, ma, dato il loro sviluppo, la roccia risulta abbastanza ricca di apatite.

Lo zircone si trova, come al solito, in minuti cristallini nel quarzo ed in individui alquanto arrotondati entro le miche o ravvolti dalla sillimanite. Nella biotite è circondato da ampie aureole brune pleocroiche, così pure si verifica nella clorite, derivante sempre dall'alterazione di quella.

La clorite, non infrequente come prodotto secondario, è spesso accompagnata da rutilo sagenitico in minuti aghetti intrecciati a maglie di 60°.

Relativamente abbondante la pirite, in cristallini ben formati, spesso in istato di avanzata alterazione limonitica.

d. *Micascisto a sillimanite e staurolite della Galleria di Verceia.*

Questa roccia, che descriviamo in appendice agli scisti sillimanitici di aspetto normale, si distacca profondamente dal tipo comune, sia per la composizione, ch'è invero eccezionale nella regione, sia per la struttura. Essa infatti, mentre è la sola roccia da noi incontrata che contenga la staurolite, si distacca nettamente per la sua struttura tanto dagli scisti a sillimanite sinora descritti, come dai micascisti a staurolite della zona dei laghi, coi quali si potrebbe a bella prima pensar di collegarla e che non contengono, per quanto si sa, la sillimanite [1]).

La struttura, piuttosto che scistosa, è zonato-parallela, con sottili zone alterne più o meno chiare. La roccia forma dei banchi regolari e relativamente molto compatti, a grana minuta, entro i micascisti ed i gneiss biotitici scistosissimi a sud di S. Fedele di Verceia. Il campione esaminato proviene precisamente dall' imbocco sud della Galleria ferroviaria di Verceia, ma della stessa roccia si hanno ripetute, sebbene piccole, intercalazioni in tutta la serie sino a Brugo.

L' esame microscopico delle sezioni condotte normalmente alla scistosità conferma i semplici dati dell'esame macroscopico, poi che compare anche in sezione una alternanza abbastanza regolare di straterelli essenzialmente quarzosi e di straterelli in cui il quarzo ed i rari felspati sono associati a molta biotite ed alla sillimanite. Le tracce della cataclasi, pur non mancando, non sono molto sviluppate.

I componenti essenziali della roccia sono il quarzo e la biotite; subordinati il felspato, la sillimanite, la staurolite; accessori il granato, l'apatite, lo zircone, la pirite, ossidi di ferro; secondarie la clorite e la limonite.

Il quarzo è l'elemento predominante della roccia e la sua quantità, secondo il solito in questo gruppo, equivale quasi a quella di tutti gli altri componenti presi insieme; forma straterelli continui, costituiti da un mosaico di granuli a margine regolare o appena sensibilmente dentellato. Forma pure lenticciole irregolarmente sviluppate. Frequenti, ma non frequentissime, le estinzioni ondulate. Il minerale è limpido, con poche inclusioni.

La biotite è abbondante. Si presenta in serie di lamelle variamente estese, spesso laciniate e assottigliate verso i margini. Talvolta anche piccole lamine a contorno tondeggiante sono incluse nel quarzo. Il pleocroismo è intenso da giallo bruniccio chiaro a bruno-rossastro scuro. Otticamente è, secondo il solito, quasi uniassica. Talvolta è parzialmente cloritizzata, ed in questo caso è accompagnata da sciami di granuletti neri, opachi.

Il felspato, poco abbondante, sembra essere tutto plagioclasio. Si presenta in individui irregolari, sempre geminati secondo la legge dell'albite. Le estinzioni nella zona normale a {010} non sono molto alte (10^0-12^0). I confronti col quarzo non sono agevoli pel

[1]) La presenza nella medesima roccia di sillimanite e di staurolite non è un caso frequente e non se ne trova esempio negli autori. Nel gruppo di Legnone ebbi occasione di citare la sillimanite entro i micascisti a staurolite della formazione dei laghi [66], ma si trattava di sillimanite inclusa in filoncelli quarzosi o pegmatitici iniettati nei micascisti contenenti in altri punti la staurolite, e non di due minerali contenuti assolutamente nella stessa roccia con la diffusione e l'abbondanza di componenti ordinari.

In un recente lavoro di Wassil G. Radeff sulla geologia della sponda destra dell' alto Lago Maggiore (Eclogae geol. Helv. : vol. XIII) sillimanite e staurolite sono citate insieme nella descrizione dei gneiss di quella località, ma non si trovano mai insieme negli stessi banchi.

principio di alterazione che il minerale presenta costantemente. Nei confronti col balsamo la linea di Becke entra sempre abbastanza energicamente nel minerale. Si tratterebbe dunque di un termine oligoclasio-andesina.

La sillimanite senza essere tanto abbondante quanto negli scisti a sillimanite già descritti, nè formando straterelli continui e spessi come in queste rocce, è un elemento di notevole importanza. Fasci di individui col solito aspetto e coi soliti caratteri sono associati specie con la biotite, e la sezione, condotta normalmente alla scistosità, ora li taglia in modo parallelo, ora in senso trasversale, mostrando le sezioni basali del minerale con le tracce della sfaldatura {100}.

La staurolite si presenta in quantità abbastanza notevole. Talvolta gli individui sono scheletriformi, ma non di rado hanno anche un grado di idiomorfismo notevolissimo, e discrete dimensioni. Alcune sezioni basali sono veramente tipiche e su di esse si può misurare un angolo piano di circa 130° tra le facce del prisma. Il colore del minerale è piuttosto chiaro: il pleocroismo varia dal giallo chiarissimo a giallo rossastro piuttosto intenso, con

$$\mathfrak{c} = \text{giallo-rossastro}$$
$$\mathfrak{a} = \mathfrak{b} = \text{giallo chiaro.}$$

Il rilievo è abbastanza forte: la birifrazione media. L'allungamento dei cristalli è positivo.

Frequenti nei minerali, e specie nei cristalli di maggiori dimensioni, le inclusioni di quarzo, che sono così carattestiche. Talvolta si hanno anche minute inclusioni nere, opache, forse carboniose.

Il minerale è quasi sempre racchiuso o ravvolto dalla biotite: raramente dalla sillimanite.

Tra i minerali accessori predomina il granato. Nelle sezioni compaiono di solito alcuni pochi individui di grandi dimensioni e di forme irregolari. Gli individui più minuti sono invece nettamente idiomorfi. Il colore del minerale in sezione è leggerissimamente roseo. Frequenti le solite inclusioni di quarzo e di mica.

Lo zircone è pure, come accessorio, relativamente abbondante. Si trova però di solito in minutissimi individui inclusi indifferentemente in tutti i componenti della roccia e bordati, quando sono nella biotite, da una larghissima aureola bruna pleocroica.

Ossidi di ferro e pirite, spesso alterata in limonite, sono in piccola quantità.

Interessante in questa roccia la riunione della sillimanite e della staurolite in quantità press'a poco equivalenti, cosa che non è frequente non solo nelle rocce della regione ma neppure come fenomeno in generale.

e. *Gneiss a sillimanite di Somaggia.*

Poco a nord dell'abitato di Somaggia, dai dirupati fianchi del M. Motosche scende fin sulla strada una grande frana costituita da una roccia gneissica chiara, molto compatta. Questa roccia si sviluppa fin verso l'alto, lungo il fianco destro della Val Lobbia, e sembra formare ampi banconi entro i gneiss zonati e ghiandolari, biotitici ed a due miche, che dominano nella regione.

L'aspetto esterno della roccia non farebbe sospettare in essa la presenza della sillimanite, diversissima come è da quello dei micascisti sillimanitici normali. Solo qua e là rompendo la roccia secondo la appena distinta scistosità, si scorgono tratti delle superficie così scoperte che mostrano la caratteristica lucentezza sericea della sillimanite.

Il colorito generale della roccia è molto chiaro: la biotite scarseggia ed è in lamelle assai minute, distribuite con una certa uniformità fra gli altri componenti. La grana è fine e regolare e farebbe pensare ad un granito molto felspatico piuttosto che ad un gneiss, se non apparisse nell' insieme della roccia una chiara disposizione parallela degli elementi. Per altro questo gneiss ha tutti i caratteri di un ortoscisto.

L' esame microscopico permette di riconoscere come elementi essenziali l' ortoclasio, il quarzo, e, in quantità alquanto minore il plagioclasio, la biotite, la muscovite e la sillimanite; accessori il granato, l' apatite, lo zircone. La struttura, anche in sezione, appare molto vicina alla granoblastica nel senso del Grubenmann.

L' ortoclasio è l'elemento predominante della roccia. Si presenta in individui di dimensioni e di forma molto irregolari, abbastanza freschi o appena torbidicci. Qualche volta si hanno geminati secondo la legge di Carlsbad. Non raro anche un concrescimento micropertitico con un plagioclasio, che sembra essere albite. Frequenti i concrescimenti mirmechitici col quarzo, nel loro più tipico aspetto. Ordinariamente le deformazioni ottiche dovute a cataclasi sembrano mancare, ma qua e là si sviluppano talvolta delle evidenti estinzioni ondulate od anche delle vere strutture microcliniche.

Il quarzo è poco meno abbondante dell'ortoclasio. Trovasi in granuli isolati od in piccole lenti formate da un mosaico di granuli, in intima miscela con l'ortoclasio, col quale forma le già ricordate associazioni mirmechitiche. Scarse anche in questo minerale le estinzioni ondulate: scarse pure le inclusioni. Alcune volte però le ghiandolette quarzose sono interamente investite dalla sillimanite, ed aghetti di questo minerale le attraversano in tutti i sensi.

Il plagioclasio è in quantità veramente subordinata. Gli individui, piccoli e irregolari, sono fittamente geminati secondo la legge dell'albite. I confronti col balsamo, quelli col quarzo e la misura delle estinzioni nella zona normale a $\{010\}$, che raggiungono un valore massimo di una diecina di gradi, porterebbero ad un termine oligoclasio-andesina.

La biotite si presenta in piccole lamine irregolari, spesso sfrangiate, sparse nella roccia senza formare i soliti straterelli più o meno continui, ma conservando una certa regolarità di orientazione. Il colore è scuro e il pleocroismo intenso da bruno chiarissimo a bruno-verdastro od a bruno-nerastro. Talvolta è completamente cloritizzata.

La muscovite non è meno frequente della biotite e si presenta in lamine od in gruppi di lamine relativamente abbastanza grandi sparse in tutta la roccia. La mica bianca, più che la bruna, mostra talvolta un accenno alla struttura scheletrica od associazioni micropoichilitiche col quarzo.

La sillimanite invece, pure discretamente abbondante, trovasi concentrata a formare qua e là nella roccia piccoli straterelli o lenticciole con andamento grossolanamente parallelo. Gli aghetti sillimanitici, che presentano i consueti caratteri ottici, e sono anche qualche volta abbastanza spessi, non sono quasi mai così fittamente intrecciati come negli scisti più tipici, ed il più delle volte sono bene distinti ed individuati. Non di rado la sillimanite, ch'è collegata frequentemente con le miche, è inclusa in queste e nel quarzo.

Il granato è scarsissimo ed in individui di piccole dimensioni. Scarsi pure l' apatite e lo zircone.

f. *Gneiss a sillimanite e cordierite di Porettina.*

Della valle Trebecca e del vallone di Scaron sopra Porettina abbiamo già descritte tipiche e diffuse forme di micascisti a sillimanite. Nelle stesse località si raccolgono pure

rocce di aspetto poco diverso, e certamente collegate con quelle, in cui l'esame microscopico rivela la presenza della cordierite in notevole quantità. Tali rocce sono piuttosto scure, per grande ricchezza di biotite, e molto scistose: frequentemente presentano anzi una fitta pieghettatura.

Sulle superficie di scistosità si nota la solita tinta plumbea o bruno-violacea caratteristica, e spesso una lucentezza sericea ben distinta per la frequenza della sillimanite. Questo minerale vi si scorge spesso assai bene ad occhio nudo.

Tormentatissimo è l'andamento degli straterelli e delle lenti di elementi chiari e quello degli strati micacei che li rivestono e li separano nella roccia. L'esame microscopico conferma tale carattere anche nella intima struttura della roccia stessa, la quale certo rappresenta in via di eccezione una forma energicamente laminata nella parte più settentrionale della zona Verceia-S. Cassiano.

I componenti essenziali della roccia sono il quarzo, l'ortoclasio, il plagioclasio, la biotite, la sillimanite; subordinate la muscovite e la cordierite; accessori granato, apatite, zircone.

Il quarzo è un elemento abbondantissimo. Forma lenti e straterelli irregolari, con una spiccata struttura cataclastica e bellissime estinzioni ondulate. I granuli quarzosi sono limpidi e scarsi di inclusioni. Spesso il quarzo è incluso in granuli tondeggianti entro i felspati ed associato micropoichiliticamente specie con la muscovite, ma assai più diffusi e veramente abbondantissimi sono i concrescimenti mirmechitici con l'ortoclasio e col plagioclasio, che hanno uno sviluppo assolutamente eccezionale.

L'ortoclasio non è molto abbondante. Si presenta in individui irregolari, spesso deformati meccanicamente ed otticamente. Più frequente il plagioclasio, che si trova in grandi individui con fitte lamelle di geminazione secondo la legge dell'albite e talvolta anche secondo le due leggi dell'albite e del periclino. Le estinzioni nella zona normale a {010} hanno sempre un angolo molto piccolo (non oltre 5^0-6^0). I confronti con quarzo e balsamo porterebbero pure ad un termine oligoclasio. Entrambi i felspati mostrano un principio di alterazione ed un conseguente intorbidamento.

La biotite si presenta in grandi lamine pieghettate, con tinta carica e pleocroismo intenso da giallo-bruno chiaro a bruno-marrone scuro. Forma straterelli e cumuli di lamelle con andamento continuo, ondulato. Associata intimamente alla sillimanite.

La muscovite è in quantità subordinata, ma sempre notevole. È spesso associata alla biotite. Frequenti le forme scheletriche e, come già si disse, i concrescimenti micropoichilitici col quarzo. Frequenti pure le inclusioni di sillimanite.

La sillimanite è abbondante ed assolutamente tipica. Forma vaste zone ondulate con fitto intreccio di individui. Alcuni di questi sono di diametro alquanto maggiore e mostrano chiare sezioni basali rombe con tracce nettissime di sfaldatura secondo {100}. La sillimanite è pure inclusa nelle due miche e nel quarzo.

La cordierite è un elemento abbastanza abbondante nella roccia. Forma delle plaghe e delle lenticciole molto chiare, costituite spesso da un mosaico di granuli, a tutta prima confondibili col quarzo. Se ne distinguono per la costante biassicità e per un principio di alterazione pinitica, con formazione di fini lamelle, che non manca mai alla periferia dei granuli, quasi sempre a contorno tondeggiante, ed intorno agli inclusi stessi della cordierite.

Il granato e l'apatite sono scarsi anche come accessori. Diffuso in minuti cristalli lo zircone, che nella biotite è circondato da una grande aureola bruna pleocroica.

Nell' insieme questa roccia presenta abbastanza chiare le tracce di un'azione di contatto, ma non chiarissime, e pare che in essa predomini un tipo più generale di metamorfismo, la struttura sua essendo piuttosto quella di una roccia di media profondità che non quella di una roccia della zona più profonda.

Poco più a nord di queste forme petrografiche ne troviamo altre in cui invece il quadro del metamorfismo di contatto assume i contorni più precisi che si possano immaginare.

g. *Gneiss a cordierite e sillimanite del M. Matra sopra S. Cassiano.* (Tav. VI fig. 2 e Tav IX, fig. 1).

La roccia che descriviamo è una delle più degne di interesse fra quelle offerte dalla regione studiata e si collega alle forme già precedentemente descritte (v. pag. 70).

A nord della valle Trebecca e nella Vallaccia scendente a S. Cassiano se ne raccolgono campioni bellissimi, come su tutto il ciglio meridionale del M. Matra, imminente alla massa granitica del Motto dell'Orso.

L'aspetto generale della roccia non differisce molto da quello della roccia precedentemente descritta, per quanto riguarda la disposizione dei vari elementi, che è quella ordinaria di uno scisto laminato e pieghettato a straterelli chiari separati da sottili lame biotitiche con andamento estremamente irregolare e tortuoso. Ma la roccia sembra avere subito una specie di cottura, che ha saldato strettamente l'uno all'altro i vari strati ed ha impartito ad essa una inconsueta compattezza.

È questo l'aspetto più classico di rocce gneissiche o micascistose che abbiano subito una profonda azione di contatto. Il colore generale della roccia è scuro, con una evidentissima gradazione bruno-violacea o rossastra. La frattura, più che quella di un scisto, è quella di una roccia massiccia. La distribuzione dei componenti appare già ad occhio molto irregolare. A straterelli bianco-verdognoli si alternano strati scurissimi biotitici e lenti rossastre con granati ben visibili.

Qua e là la roccia sembra attraversata da vene irregolari, di vario spessore, spesso tortuose, di aspetto aplitico. In contatto con queste vene gli elementi della roccia sembrano sciolti e riassorbiti.

L' esame microscopico delle sezioni conferma pienamente, sia per la natura dei componenti, sia pei particolari strutturali, i dati dell'esame macroscopico.

I componenti essenziali della roccia, la cui quantità relativa non si può apprezzare che esaminando diverse sezioni sottili variamente condotte, risultano i seguenti: quarzo, felspato, biotite; la sillimanite, la cordierite e il granato sono spesso altrettanto abbondanti come gli elementi essenziali; molto subordinata la muscovite; accessori rutilo, zircone, ossidi di ferro. Il quarzo ed i felspati formano insieme plaghe lentiformi o straterelli continui, i quali contengono spesso cordierite e granati. Altre zone risultano invece essenzialmente di biotite o di sillimanite, o dei due minerali intimamente mescolati e riuniti a granato, cordierite ecc.

Notevole, come carattere generale della roccia, lo sviluppo degli individui sillimanitici, spesso veramente eccezionale per questo minerale. La grana, del resto, varia molto da punto a punto.

Il quarzo è sempre un elemento abbondante. Si presenta in granuli informi e molto irregolari, riunito specialmente al felspato, col quale forma dei caratteristici aggregati a

mosaico. Spesso è anche incluso in granuli tondeggianti sia nel felspato che in altri componenti. Caratteristici e frequenti le associazioni vermicolari coi felspati e le poichilitiche con la biotite. Le deformazioni ottiche del quarzo, pur non mancando, non sono molto sviluppate.

L'elemento felspatico della roccia è rappresentato dall' ortoclasio, di solito in non grande quantità, e dal plagioclasio, più diffuso.

L'ortoclasio si presenta in individui di dimenzioni molto varie e spesso assai irregolari, di aspetto ordinariamente fresco; solo di rado mostra il frequente intorbidamento che si nota in questo minerale. Caratteristiche e frequenti le associazioni vermicolari col quarzo: meno frequenti i concrescimenti di tipo micropegmatitico. Talvolta il minerale presenta specie in certe sezioni, una caratteristica sagrinatura ed una incerta estinzione che farebbero pensare ad un'associazione criptopertitica ortoclasio-plagioclasio. Manca ogni geminazione, come manca ogni traccia di deformazione ottica. Nei confronti col balsamo, la linea di Becke esce sempre con grande energia dal minerale.

Il plagioclasio è rappresentato da individui di dimensioni alquanto più regolari. È sempre geminato secondo la legge dell'albite: rari i geminati albite-periclino e rarissimi i geminati albite-Carlsbad. La misura delle estinzioni simmetriche nella zona normale a {010} portano nella maggior parte dei casi a valori massimi non superiori a 10°-12°. In qualche caso si giunge anche a 17°-18°. Un geminato doppio albite-Carlsbad dà bene $b = -6^0$ ed $e = +16\,^1/_2{}^0$. I confronti col balsamo e col quarzo portano pure a risultati che s'accordano con quelli dell'andesina acida.

Frequenti gli accrescimenti mirmechitici col quarzo.

La biotite è assai abbondante. Trovasi in larghe lamine intensamente pleocroiche con tinte varianti da giallognolo chiarissimo a bruno-rosso scuro. Il colore del minerale è molto vivo e caldo. Frequentissime ed oltremodo caratteristiche le forme scheletriche e cribrose delle lamine, che spesso formano col quarzo dei veri concrescimenti micropegmatitici. Talvolta si hanno anche lamine di piccole dimensioni, arrotondate o laciniate, incluse negli altri componenti della roccia. L'intima associazione con la sillimanite è, come sempre, un fatto molto frequente. Rara invece la cloritizzazione, la quale sembra accompagnata di solito da formazione di fitti intrecci di aghetti di rutilo sagenitico.

La sillimanite emerge fra gli altri componenti della roccia per il grande sviluppo dei suoi individui, già sopra ricordato (vedi specialmente Tav. VI, fig. 2). Il minerale si presenta in fasci di prismi assai caratteristici, divergenti alle estremità. Sezioni basali rombe con nettissime tracce di sfaldatura {100}. Su di queste si può osservare l'emergenza della bisettrice acuta, dotata di carattere positivo. Angolo degli assi piuttosto piccolo: piano degli assi parallelo a {100}.

La cordierite è anch'essa rappresentata da individui di considerevoli dimensioni. La forma ne è irregolarissima, il contorno a linee curve segnate sempre assai bene da un principio di alterazione pinitica periferica del minerale, che da perfettamente limpido e incoloro diventa alquanto verdognolo e torbido. Questi grandi individui includono pressochè tutti gli altri componenti della roccia, e specialmente la sillimanite, il granato, lo zircone, il rutilo, il quarzo, in granuli largamente disseminati. Il minerale è biassico, con bisettrice acuta dotata di carattere negativo. In via eccezionale si osservano alcuni individui geminati polisinteticamente in modo molto simile ai plagioclasi, e su uno di essi si notò un'estinzione simmetrica di circa 30° e l'emersione della bisettrice acuta negativa. Intorno agli inclusi di zircone si osservano costantemente larghe aureole gialle pleocroiche assai carat-

teristiche (Vedi tav. IX, fig. 1). L'alterazione talvolta sembra essere assai profonda, con la formazione di aggregati di colore giallognolo apparentemente isotropi.

Le muscovite è molto subordinata e non compare neanche in tutte le sezioni. Di solito è aggregata alla biotite od alla sillimanite.

Il granato, sempre abbastanza abbondante, è talvolta abbondantissimo nelle sezioni. Forma sciami lenticolari di granuli od è sparso in quantità varia fra gli strati di biotite e di sillimanite od entro la cordierite.

Gli individui sono in genere tondeggianti e di dimensioni non grandi. Rosei in massa, sono incolori in sezione, dove mostrano però non rare inclusioni micacce, quarzose o d'altra natura ancora.

Fra i minerali accessori è degno di particolare interesse il rutilo, il quale, oltre a presentarsi come evidente prodotto dell'alterazione della biotite, si trova in individui relativamente grandetti, perfettamente conformati, inclusi nella cordierite. Il colore è giallo-bruno vivo, la birifrazione enorme, l'assorbimento $\varepsilon > \omega$.

Lo zircone si trova in individui di dimensioni molto varie, talvolta relativamente molto grandi pel minerale, costantemente circondate da aureole pleocroiche nella biotite, nella clorite, nella cordierite.

Abbondano gli ossidi di ferro neri, opachi, che nel controllo con la calamita sembrano essere solo in parte magnetitici.

*
* *

Le forme a cordierite e sillimanite che abbiamo qui descritte non sono limitate al versante meridionale del M. Matra ed alle adiacenze della massa granitica che, a nostro avviso, forma il nucleo di questa estrema propaggine occidentale del Pizzo di Prata. Nelle escursioni spinte verso la parte più alta della vale Codera ne riscontrammo esempi anche lungo il versante orientale del massiccio e verso la grandiosa bastionata che separa la valle Codera dall'alta valle del Masino. Di guisa che si può ritenere che verso il margine settentrionale della complessa formazione da noi chiamata col nome di zona Verceia-S. Cassiano le forme gneissiche a cordierite, presentanti tutti i caratteri di rocce di contatto, si ripetono con notevole frequenza. Affatto recentemente il Cornelius [1]), che ha esteso le sue ricerche sulla valle Malenco, sull'Alta Engadina e sulla valle del Masino anche all'alta valle Codera, dà notizia di aver osservato ai piedi del Pizzo Brasciadega verso nord (Valle Spassato) alcuni blocchi di una roccia di contatto interessantissima, che si collega nel modo più evidente con quelle ora descritte e da me rintracciate più ad occidente. Si tratta di una roccia a grana grossa e di aspetto porfiroide, con grandi individui di granato e di cordierite, con sillimanite, pirosseno trimetrico, ecc. in cui si osserva non raro un minerale che con tutta probabilità va attribuito a *zaffirina*. Sul Pizzo Brasciadega si continua dunque ancora la zona che così ampio sviluppo presenta nel gruppo del Pizzo di Prata e che viene in tal modo ad assumere una importanza anche maggiore.

---

[1]) H. P. Cornelius, *Ein alpines Vorkommen von Sapphirin* (Centralblatt f. Min., Geol. u. Pal., 1916 n°. 11) Noto ancor di passaggio, a proposito di questo diligente osservatore della nostra regione, ch'egli non sembra aver avuto ancora notizia dei lavori che sin dal 1914 io sono venuto pubblicando sulla bassa valle della Mera e che pur interessano una regione confinante con quella da lui particolarmente studiata.

5. Micascisti.

Sul fianco sinistro della bassa valle della Mera, a sud di Verceia, verso il contatto con la diorite del Bassetta, pur essendo presenti forme molto scistose che possono definirsi come veri micascisti, predominano senza alcun dubbio forme petrografiche, che, pur essendo notevolmente laminate, sono piuttosto da ascriversi al gruppo dei gneiss biotitici. Sul fianco destro della valle invece, lungo le pendici meridionali del M. Berlinghera e specialmente a sud di Bugiallo, si sviluppano dei tipici micascisti, i quali arieggiano per l'aspetto ed i caratteri loro i micascisti della zona dei laghi. Essi formano una non larga zona, che bene si vede risalendo il vallone di Bugiallo, e comprendono qualche forma petrografica che merita un cenno descrittivo particolare.

Può presentarsi a questo proposito spontanea la domanda se questa zona di micascisti non sia da ascriversi effettivamente alla zona dei laghi e se, di conseguenza, ad ovest della valle della Mera la diorite del Bassetta non si addentri in quest'ultima zona invece di seguire press'a poco la linea di contatto fra le due formazioni fin da principio mentovate. A mio avviso la risposta dovrebbe essere in ogni caso negativa: prima per le ragioni d'indole tectonica che abbiamo enunciato sin da principio, poi per ragioni d'indole puramente petrografica. La somiglianza fra questi micascisti e quelli della zona dei laghi, quantunque innegabile, è ben lungi dall'arrivare alla identità, mentre, dall'altro lato, essi sono collegati con graduali passaggi ai gneiss biotitici molto scistosi, che dominano sul versante sud del Berlinghera e che noi abbiamo già descritti.

Interessante, dal punto di vista petrografico, la presenza frequente in queste rocce della grafite.

A S. Bartolomeo, sopra Bugiallo, s'incontra un'altra roccia che merita un cenno speciale. Si tratta di una forma scistosissima, d'aspetto quasi filladico, che l'esame microscopico collocherebbe nella serie degli scisti sericitici. È l'evidente prodotto di una enorme laminazione, che non trova riscontro in altri punti della regione studiata.

a. *Micascisto grafitico del vallone di Bugiallo.*

L'aspetto esterno di questa roccia è quello di un ordinario micascisto. Il colore piuttosto scuro, in taluni punti grigio plumbeo. Per alterazione si copre di veli rossastri limonitici.

L'esame microscopico, mentre mette in evidenza una tipica struttura parallela e le tracce di una forte deformazione meccanica di quasi tutti i componenti, permette di riconoscere come elementi essenziali il quarzo e la biotite, subordinato il plagioclasio, accessori la grafite, l'apatite, lo zircone.

Il quarzo è l'elemento prevalente. Forma lenticciole e straterelli di granuli a margine fortemente dentellato e caratteristiche estinzioni ondulate. Le inclusioni scarseggiano.

La biotite è pure molto abbondante e forma i soliti straterelli di lamine con andamento regolarmente ondulato. Il colore è carico; il pleocroismo forte da giallognolo a brunorossastro intenso.

Il plagioclasio è in quantità subordinata, ma abbastanza abbondante. Si trova in individui irregolari, costantemente geminati secondo la legge dell'albite o dell'albite-periclino. I confronti col balsamo dànno $\alpha' \geqq n$; i confronti col quarzo dànno $\omega < \alpha'$ ed ε all'incirca eguale a γ'. Le misure di estinzione sulla zona normale a $\{010\}$ conducono a valori massimi di 10°-11°. Si tratta dunque di un termine oligoclasio-andesina.

La grafite è, come accessorio, abbondante. Si presenta in piccole lenti, in lamelle, in granuli tondeggianti, talvolta anche in individui a contorno esagonale, inclusi specialmente nei felspati, nella biotite, nell'apatite e, meno spesso, nel quarzo. [1]) L'aspetto di questo minerale è quanto mai caratteristico.

L'apatite è pure frequente, in grandi individui tondeggianti, ricchi di inclusioni. Abbastanza frequente lo zircone, con ampie aureole brune pleocroiche entro la biotite.

b. *Micascisto granatifero di Bugiallo.*

La roccia si trova insieme con quella ora descritta nel vallone di Bugiallo. I campioni esaminati provengono da poco sotto l'abitato di questo paesello. L'aspetto è molto simile a quello della roccia precedente, ma, già ad occhio nudo, si riconosce fra i suoi componenti il granato. Tessitura ancora scistosissima.

L'esame microscopico permette di riconoscere come componenti essenziali il quarzo e la biotite; subordinato, ma discretamente abbondante, il plagioclasio; accessori il granato, la grafite, l'apatite, lo zircone. Grandi le tracce della deformazione meccanica.

Il quarzo e la biotite, predominanti, non differiscono pel loro aspetto da quelli della roccia precedente.

Il plagioclasio si presenta in individui abbastanza numerosi, spesso con un principio di alterazione. Geminazione costante secondo la legge dell'albite, con estinzioni massime nella zona normale a $\{010\}$ non superiori a 16°-17°. I confronti con balsamo e con quarzo confermano che si tratta di un termine molto vicino all'andesina.

La relativa abbondanza del felspato avvicina questa roccia ai gneiss biotitici sviluppati poco più a nord.

Il granato abbonda. Di solito è in individui piccoli, tondeggianti, ma talvolta anche si presenta in cristallini minuti di grande perfezione, ravvolti dalla biotite. Rosso in massa, è incoloro in sezione.

La grafite in questa roccia scarseggia. Il suo aspetto è perfettamente analogo a quello della roccia precedente.

Nulla di particolare hanno l'apatite e lo zircone, sempre circondato da un'aureola pleocroica.

c. *Scisto sericitico di S. Bartolomeo, sopra Bugiallo.*

Vicino alla cappelletta di S. Bartolomeo, sopra Bugiallo, si osservano forme scistose che rappresentano senza alcun dubbio l'esempio più evidente della grandiosa laminazione

---

[1]) Nei Monti di Sorico è nota da tempo l'esistenza di piccole lenti di grafite entro i micascisti dei dintorni di Bugiallo. Il fenomeno non è isolato nella regione; è interessante notare che sopra Acquaseria e nella valle Sanagra, ai limiti meridionali della formazione dei laghi, si trovano pure eccezionalmente scisti grafitici. Poco a nord di Figino, sul lago di Lugano, sempre in piena zona dei laghi, si ha una lente grafitica, spessa in alcuni punti fino ad una sessantina di centimetri e notevolmente ricca, che potrebbe forse essere anche utilmente sfruttata. Il Rolle [10] ricorda scisti grafitici presso Campodolcino, e scisti grafitici notò il Cornelius [70] fra i suoi « scisti di Morbegno ».

Ma, ciò che più importa per noi, la grafite fu riscontrata anche in tutti gli scisti a sillimanite della zona diorito-kinzigitica d'Ivrea e nella seconda zona d'Ivrea come assolutamente tipica (Vedi: V. Novarese, *La grafite nelle Alpi Piemontesi*. Atti R. Accad. di Scienze di Torino. vol. 40°, 1905).

alla quale in alcuni punti della nostra regione furono sottoposte le rocce gnessico-micascistose.

La roccia si presenta quasi con l'aspetto di una fillade, o, meglio, di un scisto sericitico, tanto grande è la sua fogliettatura. Alterandosi, si divide in sottili lamine che dànno uno sfasciume luccicante e dolce al tatto.

Essa non si estende molto nè in ispessore, nè in direzione. Pare una forma affatto locale dei gneiss molto scistosi dominanti sulle pendici meridionali del Berlinghera.

In sezione sottile si rileva innanzi tutto una enorme frantumazione di tutti gli elementi ed uno sviluppo considerevole di un minerale micaceo incoloro, a lamelle minutissime, vivamente birifrangenti, di tipo sericite.

Dopo questo minerale, il più chiaramente riconoscibile è il quarzo, in lenti allungatissime di granuli molto minuti a contorno dentellato ed estizioni aberranti.

Raramente sono ancora riconoscibili i felspati. Qualche granulo appare formato da ortoclasio ancora rispettato dall'azione deformante ed in qualche altro caso si riconoscono le lamelle di geminazione polisintetica di un plagioclasio, ma nella massima parte dei casi ciò che non ha fatto la cataclasi ha fatto l'alterazione chimica ed il minerale originario non è sicuramente determinabile.

Qua e là si scorge qualche lamella di biotite contorta e sfibrata. Ordinariamente però anche questo minerale è alterato, ed al suo posto si trovano lamelle verde-giallognole a bassa birifrazione di clorite.

Ancora rispettati sono qualche raro granulo di apatite, ben riconoscibile pel suo rilievo e la bassissima birifrazione, e qualche cristallino di zircone.

L'aspetto della roccia è dunque, anche nell'esame microscopico, quello di un scisto sericitico, il quale in questo caso sembrerebbe derivare dalla laminazione di un ortogneiss ricco di ortoclasio.

6. Gneiss dioritici.

Distinguiamo con questo nome un gruppo non numeroso nè molto diffuso di rocce, le quali in verità non differiscono per la loro composizione da alcuni dei tipi descritti nella serie dei gneiss anfibolici, ma invece se ne staccano per una tessitura senza confronto più massiccia. Non sarebbe anzi fuor di luogo chiamar senz'altro dioriti le rocce di cui intendiamo parlare, nè saremmo alieni dal farlo se la giacitura loro si staccasse in modo altrettanto netto dalla giacitura delle varie categorie fin qui studiate, fra le quali certamente non mancano le rocce di sicura origine eruttiva.

Invece queste rocce dioritiche si trovano qua e là intercalate alla serie degli scisti della zona Verceia S. Cassiano sotto forma di lenti poco estese, concordanti con la scistosità generale della regione, ed il loro collegamento con rocce francamente massicce non pare possibile in modo sicuro.

Si tratta sempre di rocce a grana grosolana, talvolta quasi porfiroidi per il grande sviluppo degli individui anfibolici, che si presentano con notevole uniformità d'aspetto a vari livelli della zona studiata. Se ne hanno presso Brugo, a piccola distanza dalla diorite del Bassetta, con la quale non sono visibilmente unite; se ne hanno a nord di Riva, tra la valle Pioggiosa ed il Passo Brutto; se ne hanno verso Somaggia ed a S. Cassiano. Di guisa che rappresentano, tra le forme secondarie di intercalazione, qualche cosa di molto tipico e degno di nota.

Descriveremo ancora in questo gruppo qualche forma di gneiss dioritici a grana più fina ma sempre con tessitura notevolmente massiccia, i quali non hanno sul terreno collegamento alcuno con i primi, ma piuttosto sembrano riunirsi per affinità d'aspetto con alcuni caratteristici gneiss granitici minuti che si trovano intercalati alla serie di gneiss biotitici.

La massa di queste rocce non è mai molto estesa. Esse formano in certo modo passaggio alle masse che per il loro limitato sviluppo ed il loro modo di giacitura possono considerarsi come semplici intercalazioni entro la serie potente delle rocce descritte fin qui.

a. *Gneiss dioritico di Brugo.* (Tav. V, fig. 1).

Sopra i casolari di Brugo, a sud di Vercelia, a brevissima distanza dalla diorite del M. Bassetta trovasi una lente abbastanza estesa di calcifiro regolarmente intercalata alla serie gnessica. A contatto con questa lente, nella sua parte più alta, si trova una roccia che ha pure l'aspetto di una diorite a grana grossolana, con grandi individui anfibolici e non minori individui felspatici sparsi in una massa a grana più minuta, marcatamente scistosa. I caratteri esterni di questa roccia ricordano abbastanza bene quelli della varietà porfiroidi a grandi anfiboli della diorite di Sorico. Ma, come già si disse, non v'è continuità visibile tra la roccia del Bassetta e questa diorite, la quale è poi grandemente somigliante, per non dire identica, alla roccia dioritica di valle Pioggiosa, che descriveremo in seguito e che trovasi a grande distanza dal massiccio di Val Masino-M. Bassetta.

Lo sviluppo di questa roccia appare piuttosto limitato. Essa è continuata in direzione di rocce di tipo anfibolitico di aspetto più normale.

L'esame microscopico permette innanzitutto di riconoscere nella roccia una tipica Mörtelstruktur. Grandi individui plagioclasici e grandi individui anfibolici sono cementati da una pasta a grana minuta, profondamente cataclastica, formata essenzialmente da quarzo.

Le tracce della deformazione meccanica veramente grandiosa alla quale la roccia fu sottoposta insieme con le rocce includenti sono manifeste anche negli interclusi. Pochi sono gli individui felspatici intatti. I componenti essenziali sono: plagioclasio, anfibolo, quarzo; molto subordinata la biotite; accessori la titanite, l'apatite, lo zircone e di formazione evidentemente secondaria l'epidoto, la calcite, la clorite.

Il plagioclasio divide con l'anfibolo il posto predominante fra i componenti della roccia. Si presenta in grandi individui, spesso rotti e deformati, costantemente geminato secondo la legge dell'albite. Frequentemente a questa geminazione si aggiunge quella del periclino. Mai osservati geminati albite-Carlsbad. Le estinzioni nella zona normale a {010} raggiungono valori massimi non superiori a 18°-20°. Nei confronti col balsamo la linea di Becke entra sempre nel minerale abbastanza energicamente. I confronti col quarzo sono difficili per lo stato di frantumazione di questo minerale. Si tratta dunque probabilmente di un termine dell'andesina forse alquanto basico.

Il felspato contiene spesso come inclusione piccoli individui anfibolici ben sviluppati e granuli tondeggianti di quarzo. Molto frequentemente alla periferia dei cristalli si ha una sottile e continua zona di minute vermicolazioni quarzose assai caratteristiche.

Non rara una alterazione più o meno profonda, specie negli individui minori, con formazione di epidoto e di calcite.

L'anfibolo, che ha sempre i caratteri dell'orneblenda, forma pure grandi individui ben sviluppati. La tinta non è scurissima. Il pleocroismo però sempre piuttosto intenso.

$\mathfrak{a}$ = verde-giallognolo pallidissimo
$\mathfrak{b}$ = verde-bruniccio
$\mathfrak{c}$ = verde-erba abbastanza scuro.

Frequentemente i cristalli presentano in bordatura assai più chiara, di color verde mare che estingue però insieme al nucleo. Non rara pure la presenza all'estremità degli individui anfibolici di cuspidi che sembrano di accrescimento secondario. Su sezioni opportune si misura $c : \mathfrak{c} = 19^0\text{-}20^0$.

In qualche raro caso entro gli individui maggiori si notano qua e colà piccoli nuclei formati da un pirosseno monoclino verde-chiarissimo ed isoorientati.

Più frequente, ed anzi quasi costante, l'associazione regolare con la biotite, la quale spesso circonda quasi interamente l'individuo anfibolico e s'insinua lungo i piani di sfaldatura.

Spesso gli anfiboli sono in preda a un processo di alterazione abbastanza avanzata, con formazione abbondante di epidoto. Questo minerale si trova incluso irregolarmente nell'anfibolo o lo circonda con sciami di piccoli granuli.

Il quarzo, come sopra dicemmo, costituisce in certo modo la pasta fondamentale della roccia e si trova in quantità abbastanza notevole. Riempie gli interspazi lasciati liberi dal plagioclasio e dall'anfibolo e s'insinua in sottili strati fra individuo e individuo degli interclusi. Grandiosa è la cataclasi cui fu sottoposto. Le plaghette quarzose sono suddivise in un fittissimo mosaico di granuli a margine profondamente dentellato, e presentano le più anormali estinzioni ondulate che si possano immaginare.

Già dicemmo che si associa al plagioclasio in minute e caratteristiche vermicolazioni. È spesso incluso anche nell'anfibolo.

La biotite si presenta sempre in piccole lamelle associate od incluse specialmente nell'anfibolo. Rara l'inclusione nel felspato. Il minerale ha colore piuttosto chiaro e pleocroismo da giallognolo chiarissimo a bruno-verdiccio.

La titanite, l'apatite e lo zircone, e specialmente quest'ultimo, sono scarsissimi. Piuttosto abbondanti invece, come si disse, l'epidoto, la calcite e la clorite, evidenti prodotti d'alterazione di altri componenti.

b. *Gneiss dioritico di valle Pioggiosa.*

La roccia assomiglia in modo quasi perfetto, come più volte dicemmo, alla diorite ora descritta. Ad essa anzi, più ancora che a quest'ultima, si addirebbe senz'altro il nome di *diorite*, perchè meno appariscente vi è la scistosità secondaria.

Una stretta analogia vi è anche dal lato della composizione, e le differenze che si notano tra le due sono forse piuttosto quantitative che qualitative e possono dipendere essenzialmente da variazioni di carattere locale. Ad ogni modo sono appunto queste differenze che ci inducono a darne una separata descrizione.

La roccia ha grana ancor più grossolana che la diorite di Brugo ed un aspetto francamente porfiroide per l'enorme sviluppo degli individui anfibolici. In sezione sottile però non appare così chiara come nel primo caso la Mörtelstruktur delle plaghe quarzose, scarseggiando questo minerale ed essendo meno dinamometamorfosati i non numerosi suoi individui. In complesso la struttura passa quasi alla granulare panallotriomorfa (o granoblastica) nella pasta che cementa i grandi individui anfibolici.

Componenti essenziali appaiono il plagioclasio e l'anfibolo; il quarzo è alquanto subordinato, mentre diventa più frequente il pirosseno associato all'anfibolo. La biotite

è quasi accessoria, come apatite, titanite zircone; secondari l'epidoto, la calcite, la clorite.

Il plagioclasio, abbondantissimo, non differisce essenzialmente da quello della roccia precedente. Nell'una, come nell'altra, appare di un solo tipo, compreso nei limiti dell'andesina.

L'anfibolo è pure in tutto identico a quello della diorite di Brugo, salvo che nella abbondanza veramente eccezionale dei nuclei pirossenici sparsi entro i maggiori individui. Alcuni di questi nuclei pirossenici, spesso geminati, sono evidentemente in preda ad un processo di trasfomazione in anfibolo, poi che sono costituiti da reticolato anfibolico, fittissimo ed isorientato in modo perfetto con l'anfibolo includente, comprendente numerosi nucleetti pirossenici facenti parte di un unico individuo originario.

Gli individui anfibolici sono anche qui bordati da una zona chiara con ricrescimento a cuspidi, e più spesso che non nella roccia di Brugo presentano quei margini irregolarmente intaccati che abbiamo altre volte descritti. In queste intaccature, che ricordano il morso di un bruco sul margine di una foglia, si addentra il quarzo e, meno frequentemente, il felspato.

Il quarzo forma plaghette irregolari, limpide e con poche inclusioni, non fortemente deformate.

La biotite è assai scarsa. Si trova in piccole lamine, associata quasi sempre in modo regolare con l'anfibolo. Il suo colore è bruno-verdastro. Spesso è alterata in clorite.

Nulla di particolare è da notarsi intorno agli elementi accessori, salva la relativa abbondanza dell'apatite, inclusa in tutti i componenti in individui ben formati.

c. *Gneiss dioritico di Motta dei Cecchi, a sud di Verceia.*

Presso la Motta dei Cecchi, qualche centinaio di metri a nord di Brugo, entro la serie dei gneiss molto scistosi ivi dominanti si trova una lente di aspetto massiccio, formata da roccia a grana minuta ed uniforme. In essa la scistosità è poco marcata ed è resa appena sensibile per una più facile divisibilità della roccia secondo una direzione. Si potrebbe definire come una diorite a grana minuta, alquanto scistosa.

L'esame microscopico rivela come elementi essenziali il plagioclasio, l'orneblenda, la biotite; subordinato l'epidoto; accessori la titanite, l'apatite, la pirite. La struttura è granulare allo triomorfa, senza un parallelismo distinto degli elementi micacei.

Il plagioclasio è l'elemento predominante; si presenta in individui grossetti, geminati secondo la legge dell'albite, con qualche traccia di struttura zonale. Le estinzioni nella zona normale a $\{010\}$ raggiungono un valore massimo di 32^0. Nei confronti col balsamo la linea di Becke entra sempre energicamente nel minerale. Si tratta di un termine piuttosto basico della labradorite.

L'orneblenda è abbondante. Ha tinta carica e pleocroismo intenso da giallo-verde a verde erba e verde scuro. Spesso si nota negli individui anfibolici uno sviluppo irregolare ed un margine intaccato analogo a quello ricordato per la roccia precedente.

L'orneblenda è spesso associata regolarmante alla biotite, e la include in lamelle ordinate lungo i piani di sfaldatura. La biotite trovasi pure isolata od in gruppi di lamelle, distribuite in serie irregolarmente ondulate e concentrate specialmente in talune plaghe della roccia. Il colore è scuro con pleocroismo da giallo-bruno chiaro a bruno-verdastro intenso. Spesso è cloritizzata.

L'epidoto, sebbene subordinato, trovasi in maggiore abbondanza di un semplice elemento accessorio. Forma individui e gruppi di individui di discrete dimensioni, con tinta giallognola abbastanza distinta. In vicinanza della biotite diventa, come già altre volte notammo, di color verde limone vivace ed è distintamente pleocroico. Non rari i nuclei ortitici di colore bruno intenso, fortemente pleocroici. Talvolta è indubbiamente primario, come nella diorite del Bassetta. Tale altra volta è secondario e deriva dall'alterazione della biotite e dell'anfibolo.

Nulla di speciale presentano gli elementi accessori.

7. Anfiboliti.

A tutti i livelli della zona che stiamo studiando si trovano intercalate, col solito aspetto di lenti molto schiacciate o di banchi dotati di considerevole continuità, rocce che si possono ascrivere alla categoria delle *anfiboliti*. Ve ne sono di collegate coi micascisti e colle rocce sillimanitiche, ve ne sono di intercalate ai banchi gnessici di ciascuno dei gruppi da noi distinti e specialmente dei gneiss biotitici ed anfibolici. Alcune presentano l'aspetto ed i caratteri consueti di questa tanto diffusa famiglia di rocce, altre invece si distinguono per qualità peculiari e, più che tutto, per essere collegate o comprese entro rocce che hanno subito un'azione più o meno profonda di metamorfismo.

Abbiamo riunito per semplicità tutte queste forme, normali ed anormali, in un gruppo assai comprensivo, al quale abbiamo inoltre aggregata qualche forma petrografica la cui diagnosi non appare del tutto chiara ed il cui riferimento è forse discutibile, ma che, dato il criterio da noi seguito, a questo più che ad ogni altro gruppo si può ritener collegata.

Il numero dei banchi anfibolitici che si incontrano nella regione da noi esaminata è, secondo il caso solito in siffatto genere di formazioni, assai grande. Ed abbiamo di conseguenza rinunciato all'idea di segnalarli tutti sullo schizzo sommario che accompagna la presente memoria, dove invece ne compaiono solo alcuni fra i più estesi e continui, e precisamente quelli che si trovano intercalati ai gneiss biotitici ed agli scisti a sillimanite molto scistosi nella porzione più meridionale della zona Verceia - S. Cassiano. Quivi infatti si hanno le più frequenti ed estese intercalazioni anfibolitiche che s'incontrino in tutta la regione.

Ma non ne mancano neppure nella metà settentrionale della zona, e sia nella valle Codera, sia nei pressi di Somaggia e di S. Cassiano si trovano esempi delle più tipiche anfiboliti che si possano immaginare. All'incontro, se nella parte meridionale della zona le rocce di tipo anfibolitico che si staccano dal comune scarseggiano, queste sono relativamente molto frequenti verso i limiti settentrionali della zona stessa, dove spesso si trovano forme petrografiche degne di essere particolareggiatamente descritte.

Seguendo il criterio che ci ha guidato nella trattazione dei gruppi precedenti, sceglieremo anche in questo caso per la descrizione alcuni esempi fra i più tipici, e da questi il lettore potrà ricavare un'impressione generale, senza che, col moltiplicarsi delle descrizioni, diventi troppo faragginosa la trattazione già di per sè stessa poco varia. E cominceremo dalle forme normali, per passar poi alle forme meno comuni.

a. *Anfibolite di Peledo, sopra Bugiallo.*

Salendo da Bugiallo verso S. Bartolomeo e il Berlinghera, si trovano specialmente nelle vicinanze di Peledo numerose intercalazioni anfibolitiche entro i gneiss scistosi ivi dominanti. Le anfiboliti si presentano in banchi a grana piuttosto fina ed uniforme, talvolta

appena sensibilmente scistose ed a struttura spesso abbastanza chiaramente zonato-parallela per il disporsi degli elementi chiari di preferenza secondo certi piani, mentre l'anfibolo, prevalente, si adagia coi suoi individui allungati in istraterelli alternati con quelli e segnanti le superficie di distacco. Qua e là gli individui anfibolici presentano uno sviluppo alquanto maggiore del normale ed allora la regolare zonatura della roccia appare turbata da nuclei lenticolari a grossa grana.

Il colore generale della roccia va da grigio-verde a verde scuro.

L'esame microscopico permette di riconoscere una struttura tendente abbastanza chiaramente alla pavimentosa. Componenti essenziali sono l'orneblenda ed il plagioclasio; subordinata la biotite; accessori titanite, apatite, pirite.

L'orneblenda è il componente prevalente. Si trova in individui di sviluppo molto uniforme, spesso idiomorfi, di tinta non molto intensa e pleocroismo da verdognolo chiarissimo a verde e verde-bruniccio.

Il plagioclasio è pure abbondante, ma ordinariamente subordinato all'anfibolo. Si presenta in individui equidimensionali, molto uniformi, a contorno poligonale. Geminazione costante secondo la legge dell'albite o dell'albite-periclino. Le estinzioni nella zona normale a $\{010\}$ giungono a valori massimi di 28^0-30^0. In una sezione normale ad a si misura un angolo di 62^0. Trattasi dunque di un termine alquanto basico della labradorite. Il minerale è limpido e sano.

Scarsa assai la biotite, sempre associata regolarmente alla orneblenda. Spesso è interamente cloritizzata.

La titanite è scarsa. Ordinariamente si trova in individui idiomorfi col consueto aspetto inclusi nell'anfibolo e circondati da una debole aureola pleocroica.

L'apatite e la pirite, accessori, nulla presentano di particolare.

Non lontano dalla roccia ora descritta si trovano altri banchi anfibolitici, di aspetto non molto diverso, ma alquanto più ricchi di elementi chiari. In essi l'esame microscopico permette di riconoscere la presenza di piccole quantità di quarzo, il quale si presenta in piccole lenti, che si direbbero prodotte da una iniezione, formate da granuli recanti tracce di deformazione meccanica.

Il plagioclasio di questa roccia sembra alquanto più acido di quello della roccia precedente, ma è sempre compreso entro i termini della labradorite. Esso presenta talvolta tracce di struttura zonale.

Fra i componenti accessori s'incontra anche lo zircone, in minutissimi cristalli ben formati, circondati da un'aureola pleocroica molto evidente nell'anfibolo.

b. *Anfiboliti di Verceia* (Tav. XI, fig. 6).

Fra Brugo e Verceia, allo stesso livello delle anfiboliti ora ricordate della sponda destra del lago di Mezzola, si trovano frequenti banchi anfibolitici di tipo affatto identico intercalati alla serie dei gneiss e degli scisti a sillimanite molto scistosi caratteristici della parte meridionale della zona ora considerata. L'esame microscopico conferma pienamente anche per quanto riguarda la struttura e la composizione questa grande somiglianza fra le rocce appartenenti ai due fianchi opposti della valle della Mera, somiglianza del resto perfettamente prevedibile.

Nelle sezioni esaminate dei vari banchi si nota anche qui frequentemente una tendenza più o meno spiccata alla struttura pavimentosa, carattere questo che fa pensare ad una

azione di contatto che la roccia può aver subito e di cui può, data la sua natura, presentare le tracce più chiaramente delle rocce meno basiche alle quali è pur strettamente unita. Le anfiboliti infatti hanno una struttura pavimentosa di Hornfels tanto più sviluppata quanto più ci avviciniamo alla massa granitica di S. Fedelino, e né vedremo esempi in seguito.

Riguardo alla composizione mineralogica, anche nelle rocce di Verceia predomina la combinazione orneblenda-labradorite. In qualche caso fu notato anche un termine plagioclasico alquanto più acido e giungente sino all'andesina basica. L'orneblenda presenta sempre i medesimi caratteri. Talvolta i suoi individui sono nettamente allungati in direzione della scistosità. Nelle forme in cui si disegna più chiara la struttura di Hornfels di solito l'orneblenda di color verde-erba intenso è bordata da una sottile zona chiara di color verde-mare.

Fra i componenti accessori non manca mai la titanite e talvolta è abbastanza abbondante. Ha il solito aspetto ed un pleocroismo intenso appena distinto da incoloro a giallo-roseo. Fu talvolta notata anche la ilmenite con anello titanitico. L'apatite è scarsa, ma non manca.

c. *Anfibolite pirossenica di Brugo* (Tav. VIII. fig. 3).

Nei pressi dei casolari di Brugo, verso i limiti meridionali della zona Verceia-S. Cassiano, si raccolgono esemplari di una roccia che per l'aspetto esterno assomiglia estremamente alle anfiboliti normali ora citate, ma per la composizione se ne stacca abbastanza nettamente, avvicinandosi piuttosto ad alcune delle forme petrografiche che abbiamo qualificato gneiss anfibolico-pirossenici. Infatti fra i componenti di questa roccia non manca mai il pirosseno e talvolta vi è altrettanto abbondante come l'orneblenda.

In altre parti della nostra regione si incontrano non rari esempi di rocce perfettamente analoghe a questa, che viene di conseguenza a rappresentare un tipo abbastanza frequente e caratteristico nella zona studiata.

La tessitura, come nelle anfiboliti, è piuttosto zonato-parallela che scistosa. La grana è minuta ed uniforme. Il colore della roccia è verde grigio scuro.

L'esame microscopico permette di riconoscere nella roccia una struttura pavimentosa abbastanza tipica, con uno sviluppo poliedrico assai evidente degli individui felspatici. Gli altri elementi della roccia sembrano modellarsi su di essi.

Componenti essenziali sono orneblenda, pirosseno monoclino, plagioclasio; accessori titanite, apatite, ilmenite.

L'orneblenda, equivalente all'incirca per quantità al pirosseno ed al plagioclasio, si presenta in individui non sempre ben formati, intensamente colorati, con pleocroismo da verde-bruniccio chiaro (**a**) a verde-erba (**b**) e verde-erba scuro. In sezioni opportune si misura $c : \mathfrak{c} = 14^0$. Qualche volta presenta un accenno ad una zonatura con nucleo verde-bruno. Spesso involge i granuli pirossenici ed appare come un prodotto dell'alterazione di quelli.

Il pirosseno è tutto monoclino, di colore verde chiaro con debolissimo pleocroismo da verde giallognolo a verde mare. Su sezioni opportune si misura $^{\circ}c : \mathfrak{c} = 40^0$.

Il plagioclasio, forse prevalente, si presenta in individui regolarissimi, costantemente geminati secondo la legge dell'albite o dell'albite-periclino. Le estinzioni nella zona normale a $\{010\}$ raggiungono un valore massimo di 32°. Si tratta dunque di un termine alquanto basico della labradorite.

La titanite è un'accessorio abbondante e si presenta coi caratteri ordinari. Forma spesso un anello intorno alla ilmenite, pure abbondante.

L'apatite è scarsa e rappresentata da individui irregolarmente sviluppati.

d. *Roccia zonata anfibolico-pirossenica di Brugo* (Tav. XI, fig. 5).

Ad immediato contatto con la diorite del M. Bassetta, presso i casolari di Brugo, si osserva un sottile banco di una roccia regolarmente e nettissimamente listata, con sottiti zone alterne di color verde-chiaro e di color verde scuro o quasi nere. La grana è fine ed uniforme, e per l'aspetto generale, specie delle zone più scure, presenta una grandissima somiglianza con le rocce anfibolitiche ora descritte. Per la sua giacitura, evidentissimamente collegata con la diorite del Bassetta, sembra rappresentare una forma di contatto dovuta alla presenza della diorite stessa.

L'esame microscopico delle sezioni conferma il nettissimo distacco che appare già ad occhio tra le zone di diverso colore, e mostra chiara, specie in alcuni strati, quella struttura pavimentosa alla quale abbiamo or ora accennato.

Gli strati di color verde più scuro corrispondono per la composizione e per la struttura alle rocce anfibolitiche già descritte. Constano essenzialmente di orneblenda e labradorite, con molta titanite accessoria, non scarsa l'apatite, l'ilmenite e pirite. Talvolta l'elemento felspatico scarseggia o manca quasi del tutto, e si hanno allora strati che all'esame macroscopico appaiono di color verde scurissimo, quasi neri. Tale altra volta in questi strati si ha qualche individuo sparso di pirosseno monoclino, di color verde chiarissimo.

Gli strati di color verde chiaro, che spesso hanno una distintissima tinta verde-mare diopsidica, risultano invece essenzialmente di pirosseno monoclino e di plagioclasio, con grande prevalenza del pirosseno, e con molta titanite accessoria. Anche qui talvolta al pirosseno è associato anfibolo in quantità scarsissima.

Il plagioclasio non appare sensibilmente diverso negli strali anfibolici e nei pirossenici e corrisponde interamente per l'aspetto ed i caratteri dei suoi individui a quello delle anfiboliti normali.

La struttura degli strati anfibolici è evidentemente parallela per l'adagiarsi costante degli individui anfibolici secondo il piano di scistosità della roccia, e risponde, come già si disse, alla struttura consueta delle anfiboliti della regione.

Invece negli strali pirossenici questo chiaro assestamento parallelo dei componenti della roccia scompare per lo sviluppo più completo e la disposizione degli individui pirossenici, che col plagioclasio a loro associato generano una struttura pavimentosa delle più tipiche.

e. *Anfibolite della Valle di Campo.*

Nella valle di Campo hanno largo dominio, insieme ai banconi granitici della sua parte più bassa, i gneiss anfibolici, che abbiamo più indietro descritti. Intercalati a questi gneiss si osservano non di rado banchi di rocce di tipo anfibolitico, le quali, pur facendo a quelli passaggio per la composizione loro, perchè in esse il felspato ha larga parte, sono sia per l'aspetto sia per la struttura da aggregarsi piuttosto alla serie delle anfiboliti. Dal punto di vista puramente petrografico descrittivo possono tutt'al più formare un gruppo speciale di anfiboliti.

Tali rocce hanno tessitura poco distintamente scistosa: posson meglio definirsi come

rocce zonato-parallele, con zone alterne chiare e verdi scure. La grana, generalmente fina ed uniforme, è talvolta turbata dalla presenza di nuclei anfibolici a grana più grossa, che rappresentano in certo modo il dilatarsi degli straterelli verdi della roccia. Questa ne riceve allora un'aspetto quasi ghiandolare.

L'esame microscopico dimostra che anche in questo caso il componente predominante della roccia è l'orneblenda. Ad essa si associa in quantità alquanto minore il plagioclasio, mentre affatto subordinata appare la biotite. Gli accessori sono i consueti.

La struttura è tipicamente pavimentosa e le sezioni mostrano, specialmente nelle zone ricche di felspato, questo minerale a granuli con contorno regolarmente poligonale. L'orneblenda presenta una spiccata tendenza a uno sviluppo idioblastico, il quale poi diventa evidentissimo nelle ghiandolette anfiboliche a grana più grossa, che abbiamo sopra ricordate.

L'orneblenda si mostra coi suoi caratteri ordinari. La tinta è piuttosto carica ed il pleocroismo va da verde giallognolo chiaro e verde-erba e verde alquanto bruniccio. Su sezioni opportune si misurano estinzioni c : $c = 18^0$-20^0. Questo minerale si presenta in due serie distinte di individui: grandi individui aggruppati negli strati essenzialmente anfibolici, e piccoli individui, spesso a sviluppo perfetto, inclusi nei felspati o chiusi fra individuo e individuo di questo minerale.

Il plagioclasio, di solito geminato secondo la legge dell'albite, cui si associa meno spesso la legge del periclino, presenta i caratteri di una labradorite alquanto acida. Il minerale è limpido e sano.

La biotite, scarsissima, è ordinariamente associata all'orneblenda ed inclusa regolarmente in questa, specie negli individui maggiori. Le lamelle biotitiche hanno colore scuro e pleocroismo da giallognolo a bruno rossastro intenso. Scarsa titanite ed apatite.

Anche per queste anfiboliti della valletta di Campo si può ritenere molto probabile, se non certo, che la struttura tipicamente pavimentosa sia il risultato di un'azione assai lata di contatto esercitata dall'intrusione granitica del S. Fedelino.

f. *Anfiboliti di S. Fedelino e Riva di Novate.*

Nel promontorio di S. Fedelino, a distanza più o meno grande dai banconi granitici colà affioranti, e nella così detta Montagnola sopra Riva di Novate, in vicinanza dei più vasti affioramenti di granito, sono pure intercalate qua e là nei banchi gneissici rocce anfibolitiche che non differiscono essenzialmente da quelle fin qui descritte. Sonvi anfiboliti normali e, specie nei banchi meno discosti dalle masse granitiche, anfiboliti a pirosseno perfettamente analoghe a quelle di Brugo, che abbiamo or ora descritte.

Come abbiamo già più volte accennato, riesce difficile stabilire fino a qual punto l'intrusione granitica abbia influito su queste rocce. Alcune delle forme strutturali che qui descrivemmo, più che all'azione di contatto del granito, son forse da ascriversi ai fenomeni generali di metamorfismo ai quali fu sottoposta tutta la zona gnessica Verceia - S. Cassiano. Ma specialmente nei pressi di S. Fedelino si hanno ad immediato contatto col granito rocce anfibolitiche, le quali hanno senza dubbio alcuno risentito un'azione abbastanza profonda di metamorfismo di contatto, perchè presentano varietà di composizione e struttura che non si trovano assolutamente in condizioni diverse di giacitura. E, giusta la distribuzione prefissaci della materia, le descriveremo quando avremo trattato della intrusione granitica del S. Fedelino.

g. *Anfibolite di Alpe Saline (Val Codera).*

Risalendo la Valle Codera, dopo il paese di Codera, entro i gneiss costituenti la regione s' incontrano non rari banchi di anfibolite, e già il Theobald [3] ebbe a ricordarne parecchi. Per la massima parte dei casi nulla presentano di particolarmente degno di nota. Solo nei pressi dell'Alpe Saline, lungo i fianchi meridionali del Sasso Becchè, incontrammo una roccia di questa categoria con aspetto alquanto diverso dall'ordinario.

La roccia, pur presentanto i caratteri generali di una anfibolite, si potrebbe paragonare per il suo aspetto ad una breccia formata da amigdale e frammenti di un'anfibolite a struttura e composizione molto irregolari, rilegati da un reticolato formato da un' anfibolite a grana fine ed uniforme.

L'esame microscopico mostra in tutta la roccia quella tipica struttura pavimentosa dei felspati che abbiamo ricordato per le anfiboliti vicine ai contatti con le rocce francamente eruttive. I passaggi fra le amigdale a grana irregolare e la roccia a grana normale non sono molto netti. Talvolta queste amigdale risultano formate essenzialmente da anfibolo: in altri casi sembra in esse concentrato l'elemento felspatico.

Prendendo la roccia nel suo complesso ne risulta una composizione media, che si può ritenere ben rappresentata dalla forma normale della roccia stessa.

Componenti essenziali sono l'orneblenda ed il plagioclasio; subordinata la biotite; accessori apatite, rutilo, ilmenite, pirrotite; secondari epidoto e clorite.

L'orneblenda si presenta in individui di vario sviluppo, intrecciati, con aspetto normale. Piccoli cristalli ben formati sono qualche volta inclusi nel felspato.

Il plagioclasio con tipica struttura granoblastica, è sempre geminato secondo la legge dell'albite, o albite-periclino. La rifrazione e la birifrazione del minerale sono relativamente alte, e le estinzioni nella zona normale a $\{010\}$ raggiungono valori massimi di 35°. Si tratta dunque probabilmente di un termine vicino alla bytownite.

La biotite è in quantità subordinata. È sempre associata all'orneblenda in lamelle di sviluppo vario, con pleocroismo forte da bruno chiaro a bruno verdastro intenso. La biotite è spesso trasformata in una clorite con pleocroismo da giallo a verde-mare.

L'apatite è, come accessorio, molto abbondante e si presenta in granuli a contorno arrotondato relativamente grandi, con caratteristiche inclusioni goccioliformi a sciami.

Il rutilo non è raro, e trovasi sia in cristalletti isolati con intenso colore giallo-aranciato, e rifrazione e birifrazione altissime, sia nel centro delle irregolari plaghette di ilmenite.

I solfuri metallici sono rappresentati dalla pirrotite.

L'epidoto è scarsissimo e sembra interamente prodotto dell'alterazione dell'anfibolo e della biotite.

h. *Anfiboliti di Somaggia e di M. Motosche.*

Sopra Somaggia, in val Lobbia e lungo i fianchi del M. Motosche si incontrano pure non rari banchi di anfiboliti, che ripetono tutti i tipi fin qui descritti, dalle forme normali alle forme a struttura pavimentosa più o meno sviluppata. Ciò ci dispensa da una descrizione particolareggiata.

L' anfibolo ha sempre il tipo della comune orneblenda, con colore verde piú o meno brunastro.

Il piagioclasio, variamente abbondante, è rappresentato da termini di acidità variabile. Raramente si hanno termini vicini all'andesina; di solito si giunge alla labradorite ed alla bytownite.

La biotite è sempre subordinata.

Non mancano mai l'apatite e la titanite, la cui diffusione nelle rocce anfiboliche della regione si può ritenere veramente caratteristica.

Frequente l'ilmenite, accompagnata da un po' di magnetite, e frequentissimo in queste rocce della parte settentrionale della zona Verceia-S. Cassiano il rutilo, come tutti gli altri componenti titaniferi.

In una anfibolite tipica di valle Trebecca è diffusa e discernibile già ad occhio la presenza di straterelli e ghiandolette formate da sciami di cristallini titanitici, col solito aspetto d'uova d'insetto, in cui trovansi diffuse masserelle ilmenitiche recanti al loro centro rutilo in individui anche macroscopici.

i. *Roccia anfibolico-pirossenica di Alpe Corte* (*Val Codera*) (Tav. V, fig. 2).

Nel cenno generale sulle rocce da noi raggruppate in questa categoria abbiamo detto che alcune delle forme che avremmo descritte mal rispondono alla qualifica di anfiboliti, collegandosi per certi caratteri piuttosto ai gneiss anfibolico-pirossenici o ad altre rocce ancora. Questo è il caso della roccia anfibolico-pirossenica dell'Alpe Corte, sopra Codera, la quale forma un non potente banco intercalato ai gneiss ed avente tutto l'aspetto di una roccia massiccia, quasi di una diorite o di un gabbro anfibolico a grana minuta. L'importanza di questa roccia, che entro il perimetro della regione da noi esaminata non trova altro riscontro che ci sia noto, sta nel fatto che a nord della zona Verceia-S. Cassiano, e precisamente a Prata presso Chiavenna, entro il noto massiccio di rocce verdi di quella località, hanno invece uno sviluppo considerevole forme petrografiche assolutamente identiche ad essa.

L'esame macroscopico della roccia mostra già una distribuzione dei vari componenti diversa dall'ordinario. Sulle superficie di frattura gli elementi colorati della roccia sembrano formare un fitto e regolare reticolato, entro le cui maglie si trovano addensati gli elementi chiari. In altri punti i rapporti fra gli elementi chiari e quelli scuri sembrano reciproci.

La roccia è compatta, di colore scuro, e mostra solo tenui tracce di scistosità.

L'esame microscopico permette di precisare meglio i particolari strutturali ora accennati. La roccia in sezione sottile appare formata da un reticolato più o meno regolare di grandi individui anfibolici aggruppati ed intrecciati, e le maglie di questo reticolato sono occupate da plaghette essenzialmente plagioclasiche con belle strutture pavimentose.

Ma, mentre le aree anfiboliche sono relativamente molto fitte, le plaghe felspatiche contengono sempre sciami di individui anfibolici e pirossenici minori, perfettamente idiomorfi. Qualche volta i felspati sono molto più grandi dell'ordinario, ma anche in questo caso sono zeppi di cristalletti d'anfibolo e di pirosseno, che dànno loro un aspetto caratteristicamente crivellato.

Fra i componenti della roccia l'o r n e b l e n d a predomina, coi caratteri normali di questo minerale. I grandi individui, di solito meno ben formati dei più piccoli, hanno frequentemente un nucleo pirossenico o sono intimamente associati ad un p i r o s s e n o m o n o c l i n o, ciò che farebbe pensare ad un'origine secondaria dell'anfibolo. I cristallini anfibolici inclusi o mescolati al felspato sono invece perfetti e commisti a cristallini pirossenici pure perfettamente sani.

Il pirosseno monoclino, di colore verde chiarissimo in sezione, e col solito carattere diopsidico, assomiglia interamente al pirosseno delle anfiboliti ora descritte.

Il felspato è interamente plagioclasio ed è quasi sempre geminato secondo la legge dell'albite o dell'albite-periclino. È limpido e sano e risponde probabilmente ad un termine labradorite-bytownite. Talvolta presenta un accenno appena distinto alla struttura zonale.

La titanite è abbastanza frequente nella roccia, e trovasi inclusa in tutti i componenti. Più frequente ancora l'ilmenite, in sciami di granuli, spesso circondati da una sottile zona titanitica. Non rari pure nucleetti di solfuri metallici, in cui si riconoscono bene, anche ad occhio nudo, la pirite e la pirrotite.

Come si disse più sopra, rocce affatto analoghe a questa nel loro aspetto si trovano largamente sviluppate nelle vicinanze di Chiavenna. Ne raccogliemmo esemplari a Prata e ad Uschione, dove queste rocce accompagnano le serpentine, gli scisti cloritici e le pietre ollari di quella località. L'esame microscopico delle sezioni permise di riconoscere fin nei minimi particolari l'identità di esse con la roccia dell'Alpe Corte, di val Codera.

1. *Anfiboliti incluse nei gneiss cordieritici del M. Matra.* (Tav. IX, fig. 3-4).

Nei gneiss cordieritici del Monte Matra, sopra S. Cassiano, si trovano inclusi qualche volta dei brani lenticolari di varie dimensioni, ma non mai molto grandi, di una roccia che per l'aspetto e per la composizione va attribuita alla serie delle anfiboliti. La roccia è compatta, a grana media o fina, regolare, ed ha un colore verde-scuro. L'esame macroscopico lascia riconoscere specialmente un anfibolo di tipo orneblenda, pochi granuli di elementi chiari, e abbondanti lenticelle di solfuri metallici. Qua e là la roccia contiene anche cristalli di rutilo di dimensioni notevoli.

L'esame microscopico permette di riconoscere un tipo di struttura affatto speciale per le anfiboliti della regione, che è caratterizzato dal costante aspetto cribroso dell'orneblenda e del plagioclasio. Gli individui di maggiori dimensioni di questi due minerali sono fittamente e regolarmente crivellati in tutta la roccia.

I componenti essenziali sono anche in questo caso l'orneblenda ed il plagioclasio. A questi si aggiungono in quantità varia, ma sempre subordinata, la biotite, il quarzo ed un pirosseno monoclino. Accessori sono l'apatite, il granato, lo zircone, la titanite, l'ilmenite, il rutilo, la pirrotite.

L'anfibolo presenta i caratteri dell'orneblenda. Ha però un colore piuttosto chiaro e pleocroismo da verde giallognolo a verde erba. È l'elemento predominante. Si presenta in individui di discrete dimensioni, con tendenza allo sviluppo idiomorfo, ed in individui minori, talvolta goccioliformi, inclusi nel felspato. Gli individui maggiori sono, come dicemmo, fittamente crivellati da inclusioni tondeggianti di quarzo e, più sovente, di felspato, e contengono spesso sciami di granuletti minori formati essenzialmente da ilmenite.

Il plagioclasio si presenta pure in due serie di individui: individui di discrete dimensioni, irregolari, costantemente cribrosi, ed individui minori inclusi nell'anfibolo o formanti piccole aree a struttura pavimentosa. Talvolta gli individui maggiori, formano anche concrescimenti di tipo micropegmatitico col quarzo. Essi sono sempre geminati secondo la legge dell'albite o dell'albite-periclino, e nella zona normale a $\{010\}$ hanno estinzioni massime non lontane da 40.° Nei confronti col quarzo $\varepsilon < \alpha'$. Si tratta adunque di un termine labradorite-bytownite. Gli individui minori sembrano rispondere invece ad un termine alquanto meno basico.

Il minerale che crivella il felspato è ordinariamente quarzo.

La biotite si presenta in rare lamine grandi, isolate, e, più frequentemente, in piccole lamelle associate all'anfibolo. Frequenti pure bellissime forme scheletriche, analoghe a quelle che abbiamo ricordato nei gneiss cordieritici includenti. Il colore è piuttosto carico, con pleocroismo da giallognolo a bruno-rossastro.

Il quarzo è scarsissimo. Si nota solo in granuletti tondeggianti o goccioliformi inclusi nel plagioclasio e nell'anfibolo.

Pure scarso è il pirosseno monoclino, di colore verde chiarissimo in sezione, concresciuto con anfibolo, ed anzi circondato da un anello anfibolico.

L'apatite è un accessorio frequente, e si presenta in prismetti ben formati, con netta sezione esagonale.

Raro il granato, incoloro in sezione, in individui idiomorfi.

Qualche rarissimo cristallino di zircone è incluso nell'anfibolo e vi è circondato da una aureola bruna pleocroica ben distinta.

La titanite in cristalli isolati o come anello intorno alla ilmenite è frequente. Più raro il rutilo. I solfuri metallici sono rappresentati dalla pirrotite.

Nell'insieme la roccia mostra di avere partecipato abbastanza profondamente al metamorfismo che ha pervaso la roccia gneissica includente.

8. Rocce eruttive pirossenico-anfiboliche.

Fra le rocce finora descritte alcune ve ne sono che, non solamente per la origine loro presumibile, ma anche perchè conservano una tessitura francamente massiccia, si possono qualificare senz'altro per rocce eruttive. E vogliamo riferirci in modo speciale alle dioriti di Brugo e di valle Pioggiosa. Ma queste non sono le sole. Altre ve ne sono che meritano la medesima qualifica, e queste non di rado si presentano anche per la loro giacitura in condizioni tali che si debbono separare dalla serie delle rocce scistose che formano la zona Verceia-S. Cassiano. Si tratta di rocce essenzialmente pirossenico-anfiboliche, qualificabili talvolta come vere pirosseniti e tale altra volta come semplici dioriti molto ricche di elementi colorati. Queste ultime forme sembrano collegarsi anche sul terreno alle dioriti sopra citate, con le quali hanno una innegabile analogia, e ne rappresenterebbero anche per le condizioni di giacitura una specie di forma filoniana a differenziazione melanocrata.

La tessitura di queste rocce è sempre francamente massiccia e mancano in esse le tracce di una qualsiasi scistosità o di una struttura zonato-parallela del tipo di quelle sempre notate nelle anfiboliti. La grana è sempre grossa e qualche volta è grossissima, con individui anfibolico-pirossenici di uno o due centimetri di diametro, sì da ricordare quella di alcuni gabbri. Talvolta la struttura si avvicina alla porfiroide per il grande sviluppo dei cristalli anfibolico-pirossenici in confronto di una pasta essenzialmente felspatica, che si presenta nelle varietà meno basiche e più vicine alle forme dioritiche normali.

La giacitura di queste rocce non è sempre chiarissima. In qualche caso, come ad esempio in quelli osservati presso Brugo e presso Gelescia, a sud di Verceia, pare si tratti di grandi lenti, di parecchi metri di spessore, intercalate ai gneiss biotitici ed agli scisti a sillimanite, quasi in forma di filone-strato. In altri casi, come in quello molto istruttivo e bene osservabile di S. Giorgio di Novate, e di quelle del Motto dell'Orso sopra S. Cassiano, si tratta di veri banconi discordanti con la serie delle rocce includenti.

Tanto a S. Giorgio, come a Gelescia, queste rocce sono attraversate nettamente, insieme con le rocce circostanti, da filoncelli di granito di S. Fedelino, che le ha leggermente metamorfosate per una sottile zona di contatto.

a. *Roccia pirossenica di S. Giorgio di Novate.* (Tav. XII. fig. 5 e 6).

Salendo da Campo alla frazione di S. Giorgio per la valletta di Campo o dei Mulini, nel tratto in cui il sentiero, abbandonando il fondo della valletta, si dirige a S. Giorgio tagliando il ripido fianco del monte, s'incontrano tre grossi dicchi di una roccia verde, d'aspetto francamente massiccio, ai quali si alternano tre filoni granitici di considerevole spessore. Questi banchi sono diretti all'incirca da est ad ovest e tagliano i banchi gneissici circostanti, i quali in questo tratto si presentano molto tormentati ed hanno una direzione generale a nord-ovest. [1])

La roccia verde eruttiva ha nei banchi inferiori un aspetto abbastanza fresco, poi che l'affioramento di questi è continuamente denudato dalla degradazione meteorica: il banco superiore invece è profondamente alterato ed in qualche punto affatto marcio.

Verso ovest questi banconi scompaiono presto. Verso est e verso l'alto invece continuano attraversando ed espandendosi entro la serie delle lenti di calcifiro che ivi si sviluppano e che descriveremo in seguito.

La roccia dei vari dicchi presenta una grana variabile, ma sempre piuttosto grossolana. Talvolta la struttura appare granulare uniforme, e ciò si verifica nelle varietà in cui la roccia è quasi solamente costituita da elementi colorati; tale altra volta la struttura si avvicina alla porfirica, ed i grandi individui verde scuro anfibolico-pirossenici vi appaiono circondati da una pasta verde-chiaro poco abbondante.

L'esame microscopico della roccia dimostra che, là dove questa è più sana, l'elemento di gran lunga prevalente è un pirosseno monoclino di colore verde chiaro. Ad esso si aggiunge sempre l'orneblenda verde, e qualche volta i due minerali sono in proporzioni poco diverse.

Molto irregolare è la distribuzione della biotite, la quale in alcune sezioni manca interamente, mentre in altre si trova in quantità discreta. E la stessa cosa può dirsi del plagioclasio. Eccezionale e sempre scarso il quarzo.

Fra i componenti accessori predomina la titanite: meno abbondanti l'apatite, lo zircone, la magnetite, la pirite.

Il pirosseno monoclino, componente predominante, si presenta in un mosaico di individui equidimensionali, spesso con sviluppo chiaramente idiomorfo, specialmente quando è accompagnato da altri minerali. Si hanno talvolta anche individui di maggiori dimensioni sparsi nella massa della roccia, con l'aspetto di interclusi porfirici, ed individui minori, ben formati, inclusi a lor volta entro i maggiori individui orneblendici.

Il colore del minerale in massa è verde chiaro; in sezione ha una tenuissima tinta verdognola, con pleocroismo pressochè impercettibile da verde-giallognolo a verde-mare

[1]) Il Rolle nella sua carta [11] segna sotto San Giorgio, in pieno granito, una piccola lente di sciisti anfibolici, analoga ad altre da lui segnate presso Riva, allo sbocco della val Codera, ecc. Come vediamo, sciisti anfibolici qui non esistono, e nella maggior parte delle altre lenti registrate dal Rolle non si debbono riconoscere che gneiss anfibolici o rocce d'altra natura. Alla indicazione del Rolle va attribuito dunque un valore affatto convenzionale. Appare strano che il Rolle non si sia accorto della presenza di calcari cristallini nel punto in cui egli ha segnato la roccia verde di S. Giorgio.

chiarissimi. L'estinzione su sezioni opportune si misura a circa 40.° Le bellissime sezioni basali mostrano non di raro sottili lamelle di geminazione {100}.

Il minerale ha ordinariamente l'aspetto di augite diopsidica.

È frequentissima nel minerale una chiara trasformazione in orneblenda verde, la quale talvolta comincia alla periferia dei cristalli e tale altra volta si manifesta, con tutti i gradi di sviluppo, in tutta l'estensione dei cristalli stessi (Tav XII, fig. 6). Tale tipo di alterazione del pirosseno pare legata alle azioni dinamometamorfiche, alle quali la roccia fu senza dubbio sottoposta.

Insieme all'orneblenda paramorfa di pirosseno, si trova però certamente nella roccia una quantità variabile, ma quasi sempre notevole, di orneblenda primaria. Essa si presenta pure in due serie di individui: individui di dimensioni minori, spesso perfettamente idiomorfi ed inclusi negli individui maggiori, ed individui di grandi dimensioni, eteromorfi rispetto ai primi e rispetto al pirosseno, che includono insieme coi minori anfiboli. Frequenti i geminati secondo la solita legge.

Il colore del minerale è variamente intenso nei vari punti della roccia, ma sempre ben distinto. Le varietà più scure, comuni, hanno un pleocroismo piuttosto forte da verde giallognolo a verde erba ed a verde bruno abbastanza scuri. Talvolta la tinta è più chiara e tendente al verde bruniccio, ed il pleocroismo meno forte. Spesso alla periferia degli individui maggiori si nota una zona chiara, di tinta verde mare, molto simile a quella dei pirosseni. Non di rado questi grandi individui hanno alle loro estremità sporgenti nelle zone felspatico-quarzose delle cuspidi chiarissime, isoorientate, di accrescimento secondario. L'estinzione, misurata su sezioni opportune è di circa 20.°

L'orneblenda derivante dal pirosseno si distingue per una struttura alquanto più irregolare.

La biotite, quando è presente, è sempre associata all'orneblenda ed inclusa regolarmente in essa. Se ne hanno piccole lamelle, di color bruno-rossiccio vivace e pleocroismo intenso, quasi rigorosamente uniassiche. L'alterazione cloritica è frequente e talvolta completa, con formazione di una clorite abbastanza intensamente pleocroica da giallognolo a verde-mare. Spesso è accompagnata da ossidi di ferro neri e da pirite.

Il plagioclasio, non di rado affatto mancante nelle sezioni, è qualche volta invece presente in discreta quantità. È sempre eteromorfo rispetto agli elementi colorati e forma plaghette irregolari tra gli individui anfibolico-pirossenici di solito più sviluppati. È sempre geminato secondo la legge dell'albite. Dal balsamo la linea di Becke entra sempre nel minerale. I valori massimi delle estinzioni nella zona normale a {010} giungono a 26.° Si tratta dunque di un termine vicino alla labradorite. Non di rado il minerale è in istato di avanzata saussuritizzazione.

La presenza del quarzo è eccezionale. Se ne hanno talvolta piccole plaghette irregolari, formati da un mosaico d'individui con evidenti estinzioni ondulate, e collegate al felspato.

La titanite, inclusa specialmente nell'anfibolo, si trova in sciami di cristallini col solito aspetto e con pleocroismo abbastanza marcato da incoloro a giallo-roseo.

L'apatite è scarsa, ma si presenta in individui piuttosto grandi. Un minerale in minuti granuli circondati da un'aureola bruna pleocroica nell'anfibolo è probabilmente zircone. Scarse la magnetite e la pirite, talvolta limonitizzata.

b. *Roccia pirossenica di Gelescia presso Verceia.*

Percorrendo l'antica via mulattiera sopra la strada nazionale, a sud di Verceia, presso Gelescia, si trova intercalata agli scisti a sillimanite tipici una lente estesa per qualche decina di metri e dello spessore di pochi metri, formata di una roccia di aspetto molto simile a quello di alcune varietà della roccia di S. Giorgio ora descritta. La roccia, che assomiglia più precisamente alle varietà più scure della pirossenite di S. Giorgio, ha un colore verde o verde brunastro piuttosto intenso, picchiettato di nero, ed una grana grossolana. Talvolta la grana diventa grossissina ed allora si riconoscono facilmente ad occhio grandi individui pirossenici ed anfibolici e lamelle biotitiche larghe qualche centimetro.

L'aspetto della roccia è francamente massiccio e non v'è traccia di scistosità o di struttura parallela.

L'analogia con la roccia di S. Giorgio è innegabile, ma la roccia di Gelescia appare ancor più basica e la relativa ricchezza sua in biotite la fa assomigliare quasi ad una Kersantite.

L'esame microscopico permette di riconoscere anche in questo caso la preponderanza del pirosseno monoclino; l'orneblenda è in proporzioni poco minori, e discretamente abbondante è pure la biotite. Titanite, zircone e magnetite, sono accessori.

Il pirosseno, tutto monoclino, incoloro in sezione, si trova in individui di notevole dimensioni, variamente associati. In quasi tutti si nota un principio di uralitizzazione, con formazione di liste anfiboliche, spesso regolarmente disposte, di color verde molto chiaro in sezione. Estinzione $c : \mathfrak{C} = 40.°$ Rari i geminati. Si tratta ancora di un termine diopside-augite. Pressochè tutti gli individui sono ricchi di inclusioni, probabilmente magnetitiche, regolarmente distribuite.

L'anfibolo, con carattere orneblendico, si presenta in due serie distinte di individui verde-bruni al centro e verde-erba alla periferia, sempre piuttosto chiari, primari, e piccoli individui entro il pirosseno od al bordo di questo, di color verde erba, di probabile formazione secondaria. Pleocroismo sempre poco intenso. L'estinzione $c : \mathfrak{C}$ è di 18°-19°.

Gli individui maggiori sono ricchi di inclusioni ordinate.

La biotite è in larghe e spesse lamine, intensamente colorate, con forte pleocroismo da bruno chiarissimo a rosso-bruno scuro. È sensibilmente uniassica; frequente l'associazione regolare con l'anfibolo. Spesso è accompagnata da titanite col consueto aspetto.

Rari cristallini di zircone nell'orneblenda sono circondati da una grande aureola bruna pleocroica.

Un bel filoncello di granito attraversa nettamente questa lente nella sua parte più alta. Al contatto non si nota che un arricchimento molto evidente in biotite.

A sud di questa lente, una seconda se ne incontra inclusa in banchi di anfibolite, con aspetto e caratteri assolutamente identici a quelli della roccia di S. Giorgio sopra descritta. Anche questa lente che ha lo spessore di 5-6 metri e l'estensione di qualche decina di metri, si direbbe un filone-strato inserito nelle serie degli scisti. [1]

[1]) Questa seconda massa lenticolare di roccia pirossenica si trova presso l'imbocco dell'antica galleria della strada, ad una cinquantina di metri dalla lapide che ricorda la resistenza opposta nel 1848 dai Chiavennaschi alle truppe austriache. Essa è incassata in un'anfibolite scistosa.

Un altro affioramento affatto simile si trova a Brugo, a non grande distanza dalla diorite che abbiamo descritto antecedentemente.

L'esame microscopico svela una composizione ed una struttura somiglianti fin nei minimi particolari a quelle della roccia di S. Giorgio nelle sue varietà contenenti un pò di plagioclasio.

Masse di estensione molto maggiore di queste ultime s'incontrano anche ai limiti opposti della zona Verceia-S. Cassiano, e precisamente nella massa del M. Matra, entro gli scisti sillimanitici di quelle località. Ma anche per queste è superflua una descrizione particolareggiata, perchè questa riuscirebbe una pura ripetizione di quelle già fatte e date qui come tipo.

9. Rocce peridotiche, serpentine, ecc.

Non ultima fra le ragioni per le quali la zona di Verceia-S. Cassiano va geologicamente distinta dalla zona dei laghi stà nella presenza in quella di caratteristiche e ripetute intercalazioni lentiformi di rocce peridotiche, più o meno completamente trasformate in serpentine, che mancano completamente in questa. Poco lungi dai limiti della zona dioritica Sorico-M. Bassetta, procedendo verso il nord, s'incontrano qua e là complessi di rocce verdi, in cui predominano le rocce peridotiche e, se non frequentissimamente, certo con notevole frequenza se ne ritrovano esempi fino ai limiti settentrionali della zona, là dove questa viene anzi a contatto col notissimo e già ricordato massiccio essenzialmente serpentinoso dei dintorni di Chiavenna.

Nei limiti della non grande plaga da noi esaminata, le lenti peridotitico-serpentinose più vicine alla zona dioritica stanno in vicinanza di Dascio, sul fianco destro del lago di Mezzola, e sono in numero di due, molto vicine l'una all'altra e diversamente sviluppate. La più meridionale, che affiora appena a sud dell'abitato di questo piccolo paese, è spessa pochi metri e si estende col suo affioramento lenticolare sino a qualche centinaio di metri dal lago. La più settentrionale affiora invece alle ultime case del paese, è di maggiore potenza e più estesa. Entrambe sono coperte verso l'estremità superiore del loro affioramento da una frana di blocchi gneissici.

Le due lenti, assai interessanti per la loro composizione, sono solo in parte costituite da peridotite o da serpentino; a queste forme petrografiche altre infatti se ne aggiungono specie nella lente meridionale, anfiboliche e pirosseniche, sì che la struttura loro viene ad essere considerevolmente complessa. Noi descriveremo di conseguenza in seguito con qualche ampiezza e separatamente questo affioramento di Dascio.

Ad occidente della nostra regione, e precisamente nella valle del Dosso sopra Gravedona, ad un livello che corrisponde in modo esatto a quello delle lenti di Dascio, si osservano altre due lenti molto estese di rocce peridotico-serpentinose accompagnate da scisti anfibolici e cloritici, che si avvicinano molto alle nostre e specie a quelle di Riva che verremo ora elencando. L'esame di queste lenti, così lontane da ogni affioramento granitico, fu fatto appunto con lo scopo di confrontarle con le rocce ormai ben note per varie pubblicazioni (Rolle [8,9] Mattirolo [24], ecc.) delle vicinanze di Riva.

Il confronto portò una nuova conferma al concetto anche per altra via acquisito, che queste rocce, comprese entro la massa granitica e che per le condizioni loro di giacitura potevano far pensare a forme filoniane od a speciali differenziazioni basiche della roccia granitica stessa, formano invece una grossa lente, non diversa di quelle di Dascio e della valle del Dosso, investita e attraversata dalla intrusione granitica.

Percorrendo la via nazionale tra Novate e Riva, nelle poche centinaia di metri in cui essa è incisa nella roccia appena a sud delle cave, come pure percorrendo l'antica mulattiera che conduce alla torre di Novate ed a Montagnola, si osserva un fitto reticolato di filoni e filoncelli granitici e pegmatitici che comprende nelle sue maglie una serie di blocchi e di frammenti rocciosi costituiti specialmente da serpentini e da scisti anfibolici (vedi fig. 9). Collegando sul terreno questi blocchi, che troppo evidentemente appartengono ad un'unica

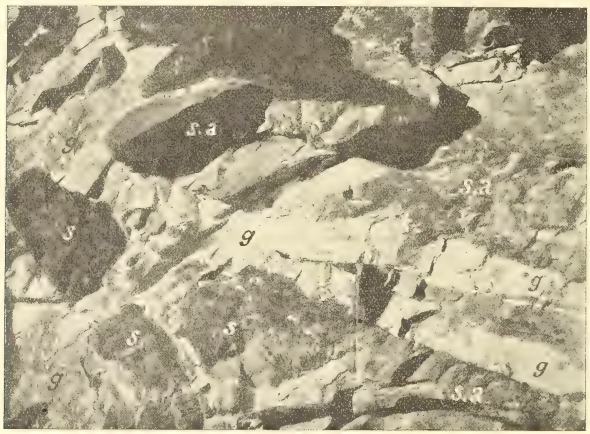


FIG. 9.

Filoncelli di granito (*g*) rileganti massi serpentinosi (*S*) e anfibolici (*S. a*) lungo la strada da Novate Mezzola a Riva.

massa originaria, si ricostituisce un ammasso lentiforme, affatto simile per l'aspetto come per la composizione alle lenti sopra citate e specialmente a quelle della valle del Dosso. Queste rocce, che descriveremo partitamente in seguito, hanno subito per azione del vicinissimo ammasso granitico e dei filoncelli granito-pegmatitici che le attraversano in ogni senso una indiscutibile modificazione metamorfica, ma tale azione, contrariamente a quanto ci si potrebbe ragionevolmente aspettare, non fu molto profonda e si riduce, come vedremo, alla modificazione strutturale di una sottilissima zona lungo il contatto.

Allo sbocco della valle Codera, in posizione affatto inaccessibile, si ha una seconda lente serpentinosa. Essa è compresa interamente nei gneiss anfibolico-biotitici e si trova sensibilmente allo stesso livello e quasi sul prolungamento di quella di Riva.

A nord di Riva, e specialmente sul fianco meridionale del M. Motosche e del Pizzo di Prata, non mancano altre intercalazioni di rocce analoghe a quelle fin qui ricordate, e sono da lungi svelate da un evidente arrossamento del pendio montuoso, prodotto dal consueto modo di alterazione atmosferica di siffatte rocce. Ma esse, per quanto si potè osservare, data la difficile accessibilità della maggior parte dei luoghi, sono essenzialmente serpentinose e non mostrano la varietà relativamente grande di composizione che si nota in modo speciale a Dascio.

A scopo di confronto fu sommariamente percorsa anche la regione serpentinosa delle vicinanze immediate di Chiavenna e si studiarono le forme petrografiche principali, del resto poco varie, che colà si sviluppano. La conclusione che scaturisce da queste ultime osservazioni si riassume in una notevole somiglianza tra le rocce verdi di Chiavenna e quelle di tutti gli affioramenti fin qui citati e specialmente dell'affioramento di Riva, che sotto diversi riguardi è così degno di interesse.

Ed ora, modificando alquanto l'ordine fin qui seguito nella trattazione dei singoli gruppi di rocce, passiamo a descrivere le forme principali di ciascuno degli affioramenti ricordati.

a. *Rocce di Dascio.*

Le due lenti di Dascio che abbiamo citate differiscono l'una dall'altra per la composizione loro: la lente settentrionale, più potente e più sviluppata, è essenzialmente costituita da una peridotite, contenente a volta a volta abbondante pirosseno rombico, sì da avvicinarsi per la sua composizione ad una harzburgite, e da serpentino derivante dalla ordinaria alterazione di quella; la lente meridionale invece, insieme a peridotiti, sane o serpentinizzate, analoghe in tutto a quelle della lente settentrionale, comprende una serie di forme pirosseniche o pirossenico-anfiboliche estremamente varie per struttura e composizione, spesso assai singolari, che debbono essere considerate come modificazioni locali della roccia dominante. Molte anzi di queste modificazioni meritano solo sino ad un certo punto il nome di roccia, in quanto presentano un'estensione ristrettissima ed una variabilità troppo grande di composizione. Esse possono forse considerarsi come concentrazioni periferiche di alcuni degli elementi costituenti la roccia affatto localizzate, e troverebbero meglio il loro posto in una descrizione mineralogica che in una descrizione petrografica.

1. *Peridotite di Dascio.* (Tav. XII, fig. 3) — La parte centrale della lente principale di Dascio si presenta formata da una roccia compattissima, a grana minuta e regolare, di colore verde bruno scuro. Le superficie esposte da tempo all'azione atmosferica sono coperte da una crosta giallo-ocracea, di parecchi millimetri di spessore, caratteristica. Le superficie fresche presentano la lucentezza vitrea piuttosto vivace della olivina.

L'esame microscopico mostra nella maggior parte dei casi un fitto intreccio di olivina e di pirosseno rombico. Affatto subordinati e quasi eccezionalmente presenti la mica bruna ed uno spinello di tipo picotite. La roccia potrebbe dunque chiamarsi, per la sua composizione mineralogica, una *harzburgite.*

L'olivina è fresca e presenta gli ordinari suoi caratteri. Si trova in granuli equidimensionali, di grandezza media, ricchi di inclusioni. Talvolta mostra un principio di alterazione in serpentino alla periferia degli individui e lungo le caratteristiche screpolature.

Il pirosseno è tutto trimetrico. Si presenta in individui talvolta abbastanza grandi, che si modellano sugli individui olivinici e spesso li includono. È quasi perfettamente incoloro in sezione sottile o appena debolmente bruniccio in confronto all'olivina, mentre in frammentini ottenuti frantumando la roccia presenta un pleocroismo distinto, ma molto debole però, da verdognolo a rossastro chiaro. Trattasi dunque di un termine molto povero di ferro dell'ipersteno.

Talvolta mostra una finissima associazione lamellare con un pirosseno monoclino, che si rileva bene nelle sezioni longitudinali. Come la olivina, è talvolta parzialmente serpentizzato. Frequenti le inclusioni regolari di un minerale nero, opaco.

Eccezionale, come dicemmo, la presenza di qualche lamella di una mica bruna, molto chiara, con pleocroismo da incoloro a bruniccio, e viva birifrazione. Questo minerale è ordinariamente sostituito per alterazione da una clorite, verde chiarissima, senza pleocroismo distinto, con rifrazione e birifrazione bassissime.

Qualche lamella staccata si mostra ancora parzialmente micacea, mentre per la massima parte è cloritizzata. Queste lamine sono sensibilmente uniassiche, sia nella parte inalterata che in quella trasformata in clorite.

Il minerale micaceo, come gli altri componenti, alterandosi, forma sciami di granuli di un minerale nero, opaco. Talvolta, al margine degli individui olivinici si notano pure gruppi di individui bruni per trasparenza, isotropi, riferibili con tutta probabilità a picotite.

2. *Serpentino.* — La lente di Dascio, formata nella sua massa principale dalla peridotite fresca ora descritta, mostra qua e là, specie verso la periferia, una serpentinizzazione più o meno avanzata e talvolta quasi perfetta. La roccia, da verde-bruna, si fa decisamente verde-cupa.

La tessitura è pure molto compatta: qualche volta mostra tracce di laminazione.

L'esame microscopico dimostra che, anche nei casi in cui l'esame superficiale della roccia farebbe credere ad una serpentizzazione completa, rimane sempre un residuo notevole di olivina e di pirosseno trimetrico inalterato.

Ordinariamente le sezioni mostrano la caratteristica struttura a maglia dei serpentini olivinici, ma qua e là questa struttura è interrotta dai prodotti dell'alterazione dei pirosseni e da sottili zone di clorite, derivanti da un minerale micaceo originario.

Più abbondante che nella roccia sana la quantità di inclusioni o di granuli neri, opachi, sparsi tra i vari elementi, ed i sciami di individui bruno-scuri, isotropi, di picotite.

3. *Roccia zonata olivino-pirossenica.* — Insieme alle forme peridotico-serpentinose analoghe a quelle ora citate, la lente meridionale di Dascio comprende anche una curiosa forma zonata, di aspetto molto elegante, che l'esame microscopico permette di riconoscere come essenzialmente formata da olivina e pirosseno monoclino. Si tratta di una roccia a sottili zone alternate di color verde chiaro e di color verde cupo. Queste zone dello spessore di qualche millimetro, discretamente regolari, mostrano in una sezione della roccia un andamento quasi rettilineo, mentre nella sezione normale alla scistosità, che in essa è abbastanza marcata, hanno un andamento tortuoso e quasi piegettato, di effetto elegantissimo.

L'esame microscopico dimostra che la roccia è prevalentemente costituita da un aggregato di granuli minuti di un pirosseno monoclino, al quale si intercalano straterelli formati essenzialmente da olivina accompagnata da serpentino, da clorite e da un anfibolo di tipo actinolitico di evidente origine secondaria. Abbondanti nella roccia uno spinello verde-bruno o bruno intenso e granuli neri, probabilmente magnetitici.

Il pirosseno si presenta pressochè incoloro in sezione, mentre in massa ha un colore verde-mare piuttosto intenso. Dalle sezioni basali, a bassi colori d'interferenza, emerge obliquamente un asse ottico. Sulle sezioni longitudinali con nette tracce di sfaldatura si misura un angolo di estinzione $c : C$ di circa 40.° La dispersione delle bisettrici è molto sensibile e svelata da una evidente incertezza di estinzione sulle sezioni pressochè parallele al piano assiale. Per tutti questi caratteri il pirosseno della roccia si può ritenere appartenente ad un termine alquanto ferrifero diopside-augite.

Frequente la presenza di fine e fitte lamelle di geminazione col solito aspetto.

Granuli pirossenici sono pure contenuti nelle zone cloritiche, ed in questo caso sono nettamente attraversati dalle lamelle di clorite.

L'olivina forma degli ammassi lentiformi di individui, ed individui anche di discrete dimensioni, coi consueti caratteri. Spesso l'olivina è parzialmente o completamente serpentinizzata, nè raro è il caso che dia luogo per alterazione ad un prodotto giallo o giallo-verde intensamente colorato, e dotato di polarizzazione d'aggregato. In questo prodotto sono contenuti a volta a volta individui aciculari di un anfibolo incoloro di tipo actinolitico, lamelle cloritiche, sciami di cristallini di uno spinello bruno o verde-bruno molto scuro.

Gli individui olivinici maggiori sono irregolarissimi ed a contorno tortuoso, quasi avessero subito una corrosione. Negli incavi sono spesso contenuti granuli pirossenici.

4. *Scisto cloritico.* — Affatto eccezionalmente la roccia ora descritta passa ad una forma che può definirsi come uno *scisto cloritico*, per progressivo impoverimento in pirosseno ed in olivina. La roccia risulta quasi interamente formata da clorite e da anfibolo con l'aspetto consueto di siffatte rocce. Vedremo in seguito come questa forma petrografica, eccezionale a Dascio, sia invece molto sviluppata in altri affioramenti, come a Riva ed a Chiavenna.

La roccia presenta talvolta lamine cloritiche di discrete dimensioni. Staccate ed osservate mostrano gli ordinari caratteri della pennina.

5. *Forme a pirosseno e granato.* — Più spesso che una diminuzione nel contenuto in pirosseno, le lenti di Dascio mostrano un arricchimento in questo minerale, con formazione di una serie di varietà non di rado molto singolari. Notiamo innanzitutto forme essenzialmente costituite da pirosseno monoclino verde chiaro, di tipo diopside. In esse si trovano come accessori la clorite, di origine secondaria, la magnetite e qualche raro individuo di titanite. La tessitura qualche volta è compatta e qualche altra volta abbastanza evidentemente parallela e la scistosità alquanto marcata.

Ordinariamente però queste forme passano ad altre in cui entra come componente, sebbene in quantità subordinata, un altro pirosseno. Si hanno così delle vere *pirosseniti*, formate essenzialmente da pirosseno monoclino e da pirosseno trimetrico.

Il pirosseno monoclino, verde-bruno in massa ed appena sensibilmente colorato in sezione sottile, con estinzioni $c : \mathfrak{C}$ di 40° circa, di tipo diopside come al solito, mostra ancora una forte dispersione delle bisettrici. È in individui fittamente intrecciati o forma dei mosaici di granuli a contorno poligonale molto regolari.

Qua e là nella massa, talvolta in modo ben percettibile anche ad occhio per il grande sviluppo degli individui, si trova sparso un pirosseno trimetrico, con sensibile pleocroismo da bruno-rossastro a verde, appartenente all'ipersteno. Gli individui ipersteni, di parecchi millimetri di diametro, e tendenti chiaramente all'idiomorfismo, imprimono in qualche caso alla roccia un aspetto porfiroide.

Magnetite, titanite, clorite rappresentano gli accessori più comuni e sono variamente diffusi. Talvolta anzi la roccia mostra delle vere concentrazioni di magnetite ed allora, anche in piccola massa, agisce fortemente sull'ago calamitato. In qualche punto il pirosseno trimetrico è alterato in un minerale di apparenza talcosa.

Queste forme, che per la prevalenza dei due pirosseni potremmo chiamare *websteriti*, presentano frequentemente un contenuto notevole in granato ed in titanite, rappresentati da varietà alquanto eccezionali di questi due minerali.

Il granato è di color bruno-cannella in massa e abbastanza intensamente colorato anche in sezione sottile. È zeppo delle solite inclusioni nere, opache, e mostra qua e là anche vani riempiti da un carbonato romboedrico di evidente formazione secondaria. Lo sviluppo degli individui di granato è estremamente vario ed irregolare. Si hanno talvolta piccole plaghe formate da un mosaico di individui a contorno poligonale; ma nella maggior parte dei casi il granato si presenta in individui irregolarissimi, estesi a formare quasi un cemento tra gli individui pirossenici, o circondanti in zona continua e più o meno larga piccole lenti o sciami di cristallini titanitici. In qualche sezione il granato è abbondantissimo e sembra rappresentare una specie di pasta fondamentale in cui sono disseminati tutti gli altri componenti della roccia.

La titanite è raramente sparsa nella roccia come inclusione negli altri elementi costitutivi: nella maggior parte dei casi è riunita a formare piccoli ammassi o sciami lentiformi di individui col solito aspetto di uova d'insetto. Quando gli individui sono sparsi, presentano una netta tendenza all'idiomorfismo ed alla solita forma a losanga della sezione; ma quando invece sono molto addensati si presentano in cristallini quasi equidimensionali, a contorno poligonale molto regolare, e le lenticciole che ne risultano mostrano anche ad occhio nudo una struttura finamente e regolarmente granulare.

Il carattere più singolare della titanite di queste rocce, come di quelle che descriveremo in seguito, sta nel colore. Essa presenta in massa una tinta rosa-fior di pesco affatto identica a quella della greenovite, e più o meno intensa. In sezione sottile alcuni granuli appaiono appena giallicci o giallo-miele, mentre altri sono intensamente colorati in roseo e fortemente pleocroici. Il pleocroismo appare infatti

$$\mathfrak{a} = \mathfrak{b} = \text{giallognolo}$$
$$\mathfrak{c} = \text{roseo-fior di pesco intenso.}$$

Le sezioni normali alla bisettrice acuta (positiva) non hanno pleocroismo distinto. Il pleocroismo è invece massimo nelle sezioni normali alla bisettrice ottusa.

L'angolo degli assi ottici appare piuttosto piccolo; la dispersione degli assi normale con $\varrho > v$.

La estrema somiglianza di colore con la greenovite indusse a fare sul minerale la ricerca del manganese, ma questa riuscì affatto negativa, anche su quantità notevoli di materia.

Insieme con forme a pirosseno e granato bruno, quali quelle ora descritte, si notano non di rado anche forme a pirosseno e granato roseo, di aspetto non meno elegante. Siffatte rocce, pure a struttura molto compatta e pesanti, presentano un bel colore verde-mare, chiarissimo, con larghe chiazze rosee.

Nelle sezioni sottili si mostrano pressochè interamente formate da un pirosseno monoclino di tipo diopside, da un pirosseno rombico subordinato e da granato,

Il pirosseno è di solito in grandi individui incolori, con belle sezioni basali, non di rado geminati. Sulle sezioni longitudinali si misurano estinzioni $c : \mathfrak{c}$ di 42°-43.° Dalle sezioni basali emerge, come di consueto, molto obliquamente un asse ottico.

Frequentemente gli individui pirossenici sono circondati da una larga bordatura sfrangiata, irregolarissima, con diversa estinzione, probabilmente formata da un anfibolo secondario di tipo actinolitico. Il pirosseno rombico, del solito tipo, forma invece piccole plaghe lentiformi, con struttura a mosaico ben marcata.

Il granato, abbastanza intensamente roseo in massa e quasi confondibile per la tinta

e la struttura finamente granulare con la titanite di queste rocce, è sensibilmente colorato anche in sezione sottile. Si presenta in sciami di granuli informi, ricchi di inclusioni, e spesso in preda ad un principio di alterazione con formazione di prodotti cloritici.

Qua e là nella roccia si trovano sparsi individui idiomorfi di un secondo pirosseno, molto simile ai tipi di ipersteno poco ferrifero trovati nel resto della massa.

Queste rocce a diopside e granato roseo assomigliano in modo veramente mirabile a certe forme che in diversi punti delle Alpi Occidentali sono celebri per la bellezza dei minerali cristallizzati che contengono nei loro litoclasi. Così, ad esempio, in alcuni giacimenti della val d'Ala (Testa Ciarva, Saulera) si possono raccogliere esemplari simili fino al punto di confondersi con quelli di Dascio. E come in val d'Ala si osservano banchi di una granatite finamente granulare e compatta, che sono anzi le rocce madri delle belle hessoniti di quella località, anche a Dascio la roccia ora descritta passa in alcuni punti a forme interamente costituite da granato roseo incarnato, estremamente somiglianti a quelle [1]).

6. *Forme pirosseniche-anfiboliche.* — Le forme fin qui descritte furono osservate in entrambe le lenti di Dascio, sebbene con maggiore frequenza nella lente meridionale. In quest' ultima poi sono molto sviluppate anche forme in cui al pirosseno, sempre abbondante, si aggiunge l'anfibolo spesso in quantità notevole, per poi passare a forme essenzialmente anfiboliche, le quali, prese isolatamente, si avvicinano a vere anfiboliti.

Queste varietà pirossenico-anfiboliche sono generalmente di colore verde cupo; hanno grana variabile, e talvolta anche sufficientemente grande perchè si possano riconoscere ad occhio gli individui anfibolici; scistosità poco distinta. Qua e là queste rocce presentano chiazze più chiare di colore verde-mare o giallo verdognole e lenticelle irregolari di forma e di sviluppo, ma sempre piccole, del color roseo notato per la titanite delle rocce precedenti.

L'esame microscopico mostra che nella roccia predominano un anfibolo verde intenso di tipo orneblenda ed un pirosseno monoclino di tipo diopside, con una distribuzione molto irregolare. Infatti, mentre in alcune sezioni compare quasi solamente l'orneblenda, in altre domina il pirosseno, mentre è raro il caso che i due minerali siano uniformemente mescolati.

L'orneblenda si presenta in individui piuttosto grandi, bene sviluppati e con belle sezioni basali idiomorfe, riuniti a fasci od a formare un mosaico irregolare. La tinta del minerale è generalmente assai scura ed il pleocroismo intenso, con

$\mathfrak{a}$ = verde giallastro.
$\mathfrak{b}$ = verde erba intenso.
$\mathfrak{c}$ = verde-azzarro cupo.

In qualche plaga della roccia il colore è sensibilmente più chiaro, nelle medesime tonalità.

Su sezioni opportune si misura $c : \mathfrak{c} = 15°\text{-}16.°$

In qualche individuo si nota un nucleo irregolare formato da pirosseno monoclino, che farebbe pensare ad una paramorfosi almeno parziale dell'anfibolo sul pirosseno.

[1]) Nelle rocce verdi di Dascio non mi fu dato finora di raccogliere minerali ben cristallizzati. Però in qualche pezzo della roccia pirossenico-granatifera della lente settentrionale osservai sottili e irregolari litoclasi con le pareti ricoperte di cristalli di epidoto che possono far sperare in una futura scoperta di migliori esemplari mineralogici.

Il pirosseno è tutto monoclino, con colore verde chiarissimo, appena sensibile, e non percettibilmente pleocroico: ha i caratteri ordinari del diopside. Si presenta ordinariamente in granuli equidimensionali, riuniti a formare delle strutture a mosaico molto caratteristiche. Qualche volta si osservano sparsi nella roccia anche individui di maggiori dimensioni, ricchi di inclusioni ordinate, non diversi dai minori pei loro caratteri.

Non molto abbondanti i minerali accessori, rappresentati specialmente da titanite, in cristallini isolati, inclusi nell'anfibolo, da ossidi di ferro neri, opachi (in gran parte magnetite), e da epidoto, in individui piuttosto grandi, irregolarissini e apparentemente corrosi.

Le lenti di titanite rosa sparse nella roccia hanno una struttura alquanto diversa da quelle, più grandi, incluse nelle rocce precedentemente descritte. Esse infatti (Vedi tav. XII, fig. 4). mentre presentano un mosaico di granuli titanitici più o meno minuti molto simile a quelli prima ricordati, sono circondate da una serie continua e molto regolare di granuli pirossenici anziché dal caratteristico anello di granato che nelle altre rocce si osserva. Anzi il granato sembra mancare interamente nelle varietà anfiboliche. Questo pirosseno che circonda le lenticciole titanitiche, mentre presenta tutti i caratteri descritti nel diopside ordinario, ha una tinta violacea, chiara, ma ben riconoscibile, ed un pleocroismo abbastanza percettibile da incoloro o debolmente verdognolo a viola chiarissimo in sezione. Inoltre pare in esso ancora più accentuata la dispersione delle bisettrici che abbiam pure ricordata per tutti i pirosseni monoclini di queste rocce. Non è illegittimo supporre, poi che questo pirosseno violaceo si trova esclusivamente a contatto con la titanite, che si tratti di un termine alquanto titanifero della serie pirossenica, paragonabile alle forme violette pure titanifere della egirinaugite.

In vicinanza delle lenti di titanite rosa si trova poi anche frequentemente concentrato uno spinello verde scuro, di tipo pleonasto (vedi tav. XII, fig. 4), che si presenta in gruppi di individui inclusi o interposti fra gli individui anfibolici e pirossenici.

Nelle varietà più ricche di anfibolo, che anche ad occhio mostrano una struttura che si potrebbe lontanamente paragonare alla miarolitica, per la presenza di numerose cavità minutissime, si osservò in sezione qualche volta un minerale di aspetto affatto insolito. Tale minerale, che sembra leggermente giallo-verdognolo in massa, appare in sezione affatto incoloro. Esso si modella interamente sull' anfibolo e sul pirosseno, e quando il vano da esso occupato è sufficientemente grande assume uno sviluppo a ventaglio assai caratteristico, con una struttura bacillare o fibroso-raggiata e tracce di sfaldatura parallele all' allungamento di questi sottili individui. La rifrazione sua è abbastanza forte, poi che appare poco inferiore a quella del pirosseno, e la birifrazione media si può stimare, tenendo conto dei colori d' interferenza (da azzurro e verde del II ordine sino a giallo) e per confronto con gli altri minerali della roccia, all' incirca a 0.030. La estinzione è parallela alle tracce di sfaldatura e l' allungamento degli individui è negativo. Il minerale è biassico. Lamine senza tracce di sfaldatura, ossia parallele ad essa, mostrano una netta immagine assiale biassica, con angolo assiale non molto grande, e bisettrice acuta positiva.

Questi caratteri si accordano bene con quelli della prehnite, ma non v' è modo di controllare la determinazione per altra via, data la piccolezza degli individui e la scarsità del minerale. In linea generale però si può dire che la presenza di questo minerale in anfiboliti non è un fatto eccezionale.

Le chiazze più chiare che la roccia non di rado presenta meritano esse pure un cenno descrittivo. Hanno un colore verde-mare chiaro o chiarissimo, quasi bianco, e recano qua e là delle macchiette o delle strie di color verde bottiglia, epidotico.

Esaminate al microscopio, queste plaghe della roccia anfibolica si mostrano formate essenzialmente da diopside e da un anfibolo di colore verde chiarissimo, di tipo actinolite. Il pirosseno forma ordinariamente delle plaghette lenticolari, a mosaico, od è disseminato in piccoli granuli entro un intreccio fitto e spesso di lamelle cloritiche, incolore in sezione ed a birifrazione relativamente alta, di tipo clinocloro.

Talvolta i granuli pirossenici si mostrano come sfrangiati alla periferia per la presenza di una bordatura più o meno sviluppata, cuspidata, costituita da un minerale meno rinfrangente ed a estinzione molto più bassa, probabilmente actinolite.

L'actinolite si trova anche autonoma, in fasci di cristalli allungati e caratteristicamente sfibrati alle estremità, quasi incolori in sezione e debolissimamente pleocroici da verdognolo a verde mare chiarissimi. L'anfibolo, di probabile origine secondaria, è spesso immerso in un aggregato a struttura squamosa ed a vivi colori d'interferenza riferibile presumibilmente a talco.

Qua e là compare anche l'epidoto, in individui irregolarissimi, col consueto aspetto.

In queste plaghe chiare non raramente si trovano sparsi individui di dimensioni molto maggiori di quelle degli altri componenti, riferibili ad un pirosseno rombico di tipo ipersteno, ma piuttosto chiaro e con pleocroismo da verde a rossastro distinto ma non molto intenso.

7. *Anfiboliti.* — Ai limiti meridionali della lente meridionale di Dascio, e, più raramente, a contatto con la lente settentrionale, insieme con le rocce peridotitiche o pirossenico-anfiboliche fin qui descritte, si osservano varietà che debbono definirsi come vere anfiboliti, e la loro indiscutibile colleganza con le rocce ora dette non è priva di interesse, poi che d'altro lato sono estremamente somiglianti anche a forme anfibolitiche autonome riscontrate, come già si disse, in molti punti della nostra regione.

Queste rocce hanno, macroscopicamente, una grande somiglianza con le forme anfibolico-pirosseniche delle lenti di Dascio, e talvolta giungono a presentare persino quelle sorta di strutture cariate che abbiamo ricordato. Tale altra volta invece sono compatte, scurissime. In alcuni casi si riconosce già ad occhio la presenza di un minerale bianco, di aspetto felspatico. L'esame microscopico infatti mostra talvolta, insieme alla orneblenda, che è quasi l'unico componente della roccia, piccole quantità di felspato, ordinariamente contenuto nell'anfibolo sotto forma di inclusioni tondeggianti o funzionante quasi da metostasi tra gli individui più sviluppati di questo ultimo minerale.

L'orneblenda ha l'aspetto ed i caratteri ordinari notati nelle altre rocce del gruppo.

Il felspato è interamente riferibile al plagioclasio ed a termini piuttosto basici di questo minerale. È quasi sempre geminato secondo la legge dell'albite, con lamelle di geminazione molto larghe. La rifrazione è sempre molto più forte di quella del balsamo, e la birifrazione appare relativamente alta (i colori d'interferenza giungono al giallo chiaro del I ordine). Le estinzioni nella zona normale a $\{010\}$ superano i 45°. Si tratta dunque di un termine vicino all'anortite.

Qualche rara volta il felspato forma piccole plaghe a mosaico regolare di granuli equidimensionali a contorno poligonale, i quali contengono numerosi e minuti individui di orneblenda perfettamente idiomorfi. Si ripete in tal caso l'aspetto caratteristico notato già in una anfibolite di Val Codera ed in una roccia di Prata, presso Chiavenna nella quale ultima località essa è pure in relazione con rocce peridotiche.

A far parte della lente settentrionale di Dascio fu pure osservata una roccia anfibolica scura e compatta, quasi nera, a frattura luccicante sì da far pensare ad una roccia lamprofirica. Al microscopio si riconosce ch'essa consta di un'orneblenda di color verde-bruno assai scuro anche in sezione, di un notevole quantità di titanite, di poca biotite e apatite.

L'orneblenda, assolutamente predominante, ha pleocroismo da verde-giallastro a verde-erba e verde-bruno intenso. Si presenta in individui piccoli, uniformi, con tendenza allo sviluppo regolare. Estinzione $c : \mathfrak{C} = 15°\text{-}16°$.

Fra gli individui anfibolici, od allo stato di inclusione in essi, è sparsa abbondantemente e regolarmente la titanite, in piccoli individui idiomorfi, col solito aspetto e color giallo-miele.

La biotite è assai scarsa. Rare lamelle, abbastanza estese, hanno un colore piuttosto chiaro. Abbondante, come accessorio, l'apatite, in individui discretamente sviluppati. Eccezionale la pirite, spesso limonitizzata.

b. *Rocce di Val del Dosso.*

Un breve cenno faremo sulle rocce verdi di valle del Dosso, sopra Gravedona, che si trovano fuori dei limiti della regione studiata, ma furono esaminate specialmente a scopo di confronto con le rocce analoghe comprese invece nei limiti della regione stessa.

Risalendo la valle del Liro sino oltre il Dosso di Liro in direzione della Marmontana, ossia da est ad ovest, si segue, come si disse nella prima parte della presente memoria, press'a poco la linea di contatto fra la diorite del M. Bassetta e gli scisti della zona dei laghi. La valle del Dosso, che confluisce con quella di S. Jorio poco oltre l'alpe Guadarelli, ha invece direzione meridiana e taglia normalmente la serie delle formazioni. Il suo sbocco nella valle di Gravedona, o del Liro, è inciso nella diorite. Poco più a nord della diorite, ad un livello sensibilmente corrispondente a quello delle rocce verdi di Dascio e di Riva, si osservano due grandi lenti di rocce perfettamente analoghe a queste, che sono poi continuate largamente verso ovest da altre lenti sviluppantisi sui fianchi dirupati del Cardinello.

Tutte queste masse rocciose sono segnate con sufficiente approssimazione nella carta del Rolle [11] come serpentini. Ma, veramente, le rocce peridotitiche, più o meno profondamente serpentinizzate, di aspetto normale, rappresentano in esse una minoranza, mentre prevalgono per sviluppo scisti anfibolici e cloritici, spesso in forme molto tipiche. Del resto anche in queste lenti si nota quello che si è già rilevato a proposito delle rocce di Dascio, e cioè un passaggio non di rado rapido da una forma petrografica ad un'altra ed uno sviluppo spesse volte affatto localizzato delle forme stesse. In siffatti giacimenti il numero dei tipi diversi di rocce che si potrebbero riscontrare, moltiplicando i campioni e le sezioni, è invero grandissimo, e se li descrivessimo tutti ne risulterebbe poi un concetto probabilmente non esatto dello stato delle cose. Limitandoci dunque a quanto più interessa pel nostro confronto, ricorderemo, oltre alle forme normali olivinico-pirosseniche, sane o serpentinizzate, simili in tutto a quelle di Dascio, un gruppo abbastanza caratteristico discretamente diffuso in val del Dosso.

Si tratta di rocce di colore verde più o meno scuro, talvolta passanti ad una tinta bruna o verde-bruna, con scistosità sempre molto evidente. In alcuni casi l'esame macroscopico della roccia permette di riconoscere come elemento prevalente o quasi unico un anfibolo in individui più o meno sviluppati (da 2-3 a 7-8 mm.), formanti fitti intrecci, di

colore verde intenso, ma non scurissimo. In altri casi invece l'elemento prevalente sembra formato dalla clorite, e l'anfibolo si trova sparso nella roccia in individui distinti, bacillari e sempre piuttosto abbondanti, spesso molto sviluppati e giungenti sino ad 1-2 cm. di lunghezza. Assai frequentemente poi in queste forme petrografiche, che, come dicemmo, sono da qualificarsi come scisti actinolitici e scisti cloritici, si nota la presenza di sciami di granuli o di grandi individui, sparsi senza un ordine costante, ma spesso radunati in gruppi lentiformi o stratiformi, aventi un colore verde-bruno o decisamente bruno e riconoscibili anche ad occhio nudo per olivivina e per pirosseno.

L'esame microscopico conferma quanto si rileva dall'esame macroscopico.

L'anfibolo che si osserva nelle varie forme presenta sempre i caratteri dell'actinolite. È quasi incoloro in sezione o debolmente verde e pleocroico. Si trova sempre in individui di dimensioni piuttosto grandi, sfibrati alle estremità e molto irregolarmente intrecciati. Negli individui maggiori si nota spesso una plaga centrale più chiara e più birifrangente che si sfuma verso i margini con una zona di color verde-mare più sensibile e meno birifrangente. L'estinzione della plaga centrale è compresa fra 14° e 15,° mentre giunge fino a 20° alla periferia dei cristalli. Spesso, verso il centro degli individui, abbondano le inclusioni nere, minute ed allungate nel senso delle tracce di sfaldatura. Frequentemente anche si nota negli individui maggiori in sezione longitudinale una sorta di fine striatura, press'a poco parallela alla direzione dell'estinzione negativa, di aspetto alquanto curioso.

La clorite, più o meno abbondante, talvolta abbondantissima, presenta i caratteri della pennina. Le lamelle cloritiche, debolmente colorate e pleocroiche da giallognolo a verde-mare, hanno colori d'interferenza relativamente alti, estinzione sempre rigorosamente parallela, e sono sempre uniassiche. Negli intrecci cloritici abbondano granuli neri, opachi, probabilmente magnetitici, e cristallini di pirite, spesso limonitizzati.

Nelle forme in cui si trovano l'olivina e il pirosseno, bene visibili anche ad occhio, l'alterazione superficiale porta alla formazione di una crosta ocracea caratteristica, che manca nelle forme esclusivamente cloritico-anfiboliche, e che permette di riconoscerle anche da lungi.

L'olivina, come si nota anche a Dascio, non è mai molto abbondante nelle forme in cui domina l'anfibolo. Qua e là, fra l'intreccio degli individui anfibolici, si trovano granuli o gruppi di granuli olivinici, sani, o, più raramente, con un principio di alterazione serpentinosa alla periferia e lungo le caratteristiche screpolature degli individui.

Più diffuso il pirosseno, il quale si trova rappresentato da termini rombici e monoclini.

Il pirosseno rombico costituisce di solito grandi individui, sparsi nella roccia con aspetto quasi di interclusi porfirici, di colore bruno in massa, chiari in sezione e debolmente pleocroici da verde a rossastro. Si tratta dunque ancora di un termine poco ferrifero dell'ipersteno.

Nelle sezioni provenienti dalla parte superficiale della roccia si nota con grande frequenza una avanzata alterazione del minerale, con formazione dei già ricordati prodotti complessi, intensamente giallo-verdastri in sezione e con caratteristica polarizzazione d'aggregato. Talvolta questi prodotti di alterazione formano una zona irregolare alla periferia degli individui pirossenici o plaghe più o meno estese nell'interno di questi: tale altra volta si hanno vere pseudomorfosi complete di simili prodotti su pirosseno [1]).

[1]) Questo tipo di alterazione del pirosseno è forse da avvicinare a quello citato dal Weinschenk, *Die Gesteinsbildenden Mineralien*. 2ª ed. 1907, pag. 154.

Meno abbondante è il pirosseno monoclino, il quale si presenta con le solite caratteristiche di un termine diopside. Forma delle plaghe lenticolari o irregolari di granuletti equidimensionali, oppure individui di maggiori dimensioni, che sembrano spesso paramorfosati in anfibolo.

c. *Rocce di Riva di Novate.*

Le rocce che stiamo per descrivere furono, come abbiam detto, già ricordate da vari autori e rettamente interpretate sia per la loro natura sia pel modo di giacitura (Vedi Theobald [3], Rolle [10], Mattirolo [24]). Mancano però ancora le descrizioni particolareggiate destinate a documentare le ipotesi fatte ed a fornir base agli eventuali confronti.

La serie delle rocce verdi di Riva è costituita, come le lenti che abbiamo fin qui descritte, da numerosi termini. Accanto a forme essenzialmente oliviniche od olivinico-pirosseniche, simili in tutto a quelle di Dascio, si osservano anche qui, come in val del Dosso, forme essenzialmente actinolitiche o actinolitico-cloritiche. Una particolare abbondanza si nota invece nell' elemento micaceo, il quale è rappresentato sempre da una mica bruna molto chiara, di tipo flogopite, e la sua presenza non è probabilmente estranea alla giacitura speciale di queste rocce ed alla esistenza del fitto reticolato di filoncelli granitici e pegmatitici che le attraversa. Si nota infatti molto spesso che al contatto tra i filoni granitici ed i blocchi anfibolici racchiusi fra essi esiste uno strato dello spessore di 2-3 centimetri costituito esclusivamente di flogopite in lamelle normali alla superficie di contatto. La presenza di tali strati, che si nota solamente lungo il contatto, è senza dubbio da considerarsi come la traccia più chiara dell' azione esercitata dalla intrusione granitico-pegmatitica sopra le rocce verdi da essa incontrate. Non è quindi illegittimo supporre che anche la particolare abbondanza di flogopite che si nota nella compagine della roccia actinolitica sia da attribuirsi alla medesima causa.

Nelle rocce di Riva si osservano ancora, come negli altri giacimenti studiati, accanto a forme petrografiche prevalenti e diffuse, forme locali molto più ristrette e varie, legate con quelle da graduali passaggi. Come già notò il Mattirolo, nelle parte centrale della massa prevalgono i termini peridotico-serpentinosi, mentre verso la periferia si sviluppano le forme ad anfibolo. Però, sia per la complicata struttura originaria della lente, in cui, come negli altri casi osservati, alle forme normali compatte si connettono irregolarmente le forme di laminazione, sia per la frantumazione alla quale essa fu sottoposta, non appaiono sempre ben chiari l' andamento e la distribuzione delle diverse varietà petrografiche.

1. *Peridotiti di Riva* (Tav. XII, fig. 1). — Le forme più comuni di questa roccia, che presenta sempre una serpentinizzazione più o meno avanzata, sono di colore verde scuro, con struttura alquanto lenticolare, talvolta molto compatte, tale altra sensibilmente scistose.

Qua e là nella roccia si notano plaghe tendenti ad un colore verde-bruno e, più raramente, gruppetti allungati di anfibolo verde chiaro. Non di rado le superficie di frattura, specie nelle forme a scistosità meno indistinta, sono coperte da una sottile spalmatura luccicante di lamelle cloritiche. Meno frequentemente si notano piccole zone e plaghette formate da talco, bianco, untuoso al tatto.

L' esame microscopico mostra nella roccia la struttura e la composizione normale di simili forme petrografiche. Il minerale prevalente è l' olivina, spesso abbastanza fresca, talvolta più o meno profondamente serpentinizzata. La serpentinizzazione non è però mai

completa, e nella maggior parte dei casi appena iniziata, con belle e caratteristiche strutture reticolate. L'alterazione dell'olivina è accompagnata dalla formazione di ossidi metallici neri, opachi, che fanno meglio risaltare la struttura a maglia della roccia.

Affatto subordinati per quantità, o solo eccezionalmente presenti nelle sezioni, sono inoltre l'anfibolo, il pirosseno, la flogopite, la clorite, il talco, e ossidi metallici.

L'anfibolo si presenta ordinariamente in lunghi cristalli aciculari, spesso estesi attraverso agli individui olivinici, quasi incoloro in sezione e debolissimamente pleocroico. Estinzione $c : \mathfrak{C} = 16°\text{-}18°$. Si tratta dunque di actinolite.

In taluni punti della sezione, e specie in quelle forme che mostrano più evidenti le tracce di una deformazione meccanica, l'olivina è in tal modo associata all'anfibolo, che questo pare verosimilmente derivare da quella per alterazione. Nuclei olivinici si trovano nel centro degli individui anfibolici con irregolarissimo sviluppo. Se tale relazione risponde allo stato reale delle cose, le due alterazioni dell'olivina, ossia quella normale in serpentino e quella dinamometamorfica in anfibolo, si troverebbero presenti nella stessa roccia.

Il pirosseno è scarso, e rappresentato nel caso ordinario da un termine monoclino di tipo diopside, perfettamente analogo a quello delle altre rocce descritte. Estremamente scarso è il pirosseno rombico rappresentato da individui sani. Abbastanza diffuso è invece in queste rocce quel prodotto d'alterazione giallo-verde carico, con polarizzazione d'aggregato, che abbiamo già ricordato e che sembra prodotto dalla alterazione del pirosseno trimetrico, col quale è sempre associato anche nelle rocce di Riva.

L'elemento micaceo, scarso e distribuito in modo molto irregolare, è interamente rappresentato da una mica di color bruno chiarissimo, con pleocroismo da incoloro a bruno-rossiccio chiaro, di tipo flogopite. I colori d'interferenza sono vivaci: l'angolo degli assi ottici piccolissimo.

Ordinariamente la mica è in istadio avanzatissimo di alterazione in clorite. Spesso nei gruppi di lamelle cloritiche solo qua e là si nota ancora qualche plaga bruniccia coi vivaci colori d'interferenza del minerale fresco.

La clorite, più o meno scarsa, presenta un debole pleocroismo da giallognolo a verde-mare chiarissimi. L'estinzione è sempre parallela e la uniassicità pressochè assoluta. Si tratta della solita pennina.

Aggregati di lamelle minute, con bassa rifrazione e vivacissimi colori di interferenza, accompagnano talvolta l'anfibolo. Sono con tutta probabilità da riferirsi a talco.

2. *Scisti actinolitici* (Tav. XII, fig. 2). — Dalle forme olivinico-serpentinose ora descritte, in cui l'anfibolo, la clorite, ecc. sono affatto subordinati, si passa per gradi a forme essenzialmente anfiboliche, che possono qualificarsi appunto come scisti actinolitici.

Le forme di passaggio sono rappresentate da rocce in cui si osservano di solito strati alterni o lenti più o meno estese variamente aggruppate, di colore verde scuro, simile a serpentino, e di color verde chiaro, in cui predomina l'anfibolo. Le plaghe più scure, serpentinose, compatte, contengono anch'esse, in quantità più notevole delle rocce prima descritte, anfibolo, clorite e talco, ed i colpi di martello vi determinano delle macchie, untuose al tatto, simili quasi a quelle che si ottengono battendo le pietre ollari.

Le plaghe più ricche di anfibolo (Vedi fig. 2, tav. XII) constano essenzialmente di actinolite e di talco, con piccolissime quantità di olivina, di clorite, e di ossidi neri di ferro.

Caratteristica la quasi costante geminazione, secondo la solita legge, degli individui anfibolici, i quali si mostrano divisi con grande regolarità per il lungo in due plaghe con alterna estinzione.

L'anfibolo, assolutamente preponderante, si presenta coi caratteri dell'actinolite sopra descritti. Gli individui, quasi incolori, allungati e assottigliati alle estremità, sfrangiati, riuniti in fasci spesso irraggianti, attraversano le plaghe oliviniche e cloritiche, e sono immersi in un aggregato di fine lamelle di talco, che forma come una specie di mesostasi tra gli individui actinolitici.

L'olivina, coi caratteri già descritti, si trova anche qui di frequente a formare un piccolo e irregolare nucleo entro i cristalli di anfibolo, che sembrano, almeno in parte, dovuti all'alterazione di essa.

La clorite pure non differisce da quella delle rocce antecedenti. Spesso le sue lamine sono incurvate e pieghettate in modo molto energico, documentando le azioni di deformazione meccanica molto intense alle quali la roccia fu sottoposta.

Da queste forme, in cui l'olivina sana compare ancora, almeno in piccola quantità, si passa poi a rocce in cui l'elemento componente quasi unico è l'anfibolo.

La roccia ha colore verde piuttosto chiaro, e struttura marcatamente parallela per l'adagiarsi degli anfiboli preferibilmente secondo un piano, che è anche quello di più facile divisibilità della roccia stessa.

In sezione sottile l'anfibolo non appare sensibilmente diverso dal tipo di actinolite che abbiamo descritto. Il colore è giallo-verdiccio chiarissimo e il pleocroismo pressochè impercettibile. Le estinzioni $c : C$ appaiono alquanto maggiori del solito, giungendo sino a 21°-22.° In qualche punto la roccia presenta minuti vani tra i cristalli di actinolite, riempiti, pare, da quarzo secondario. In questi vani i cristalli anfibolici sporgono con terminazioni bene sviluppate. Nella roccia è diffuso un pigmento scuro, indeterminabile, che intorbida leggermente tutti i cristalli.

Il solo minerale che si trovi insieme all'anfibolo in queste varietà è la flogopite. Essa si presenta in quantità variabile, ma sempre scarsa. Le lamelle micacee, variamente estese, hanco la solita tinta chiara, con pleocroismo da incoloro a bruno-rossiccio, vivaci colori d'interferenza, e sono sensibilmente uniassiche.

3. *Rocce micaceo-anfiboliche.* — Come ulteriore modificazione delle rocce ora descritte, si osservano non di rado forme petrografiche affatto localizzate, in cui all'anfibolo si unisce la mica in quantità notevolissima. Tali rocce sono anzi formate in quantità pressochè equivalenti da actinolite e da flogopite. I due elementi possono essere uniformemente mescolati, oppure la roccia si presenta formata da strati regolarmente alternati di anfibolo verde chiaro e di mica bronzata o leggermente verdognola. L'aspetto della roccia è elegante e specialmente curiosi sono gli strati interamente micacei che hanno colori e riflessi metallici, paragonabili a quelli della pirrotite.

L'esame microscopico non fa che confermare il dato dell'esame macroscopico. L'anfibolo e la mica non differiscono in nulla da quelli osservati nella roccia precedente.

L'actinolite è in individui molto estesi, chiarissimi in sezione o, in qualche caso, di colore verdognolo un po' più intenso del solito.

La flogopite è in larghe lamine, riunite a fasci, spesso incurvate. Il colore è chiaro e il pleocroismo da incoloro a bruniccio. È sensibilmente uniassica.

Relativamente frequenti, in confronto con le rocce precedenti in cui mancano affatto, sono alcuni componenti accessori, e precisamente la titanite e lo zircone.

La titanite è rappresentata da piccoli individui ben formati, col solito aspetto, incolori o debolmente gialli in sezione. Talvolta si ha un caratteristico anello di titanite intorno a granuli di ilmenite.

In cristallini minutissimi, ma spesso perfetti, si trova lo zircone, che rappresenta un elemento certo eccezionale in questo genere di rocce. Esso è ordinariamente incluso nella mica e non è circondato che da un' aureola scura pleocroica quasi impercettibile. Solo in un caso l' aureola pleocroica intorno ad un cristallino assai piccolo è veramente molto estesa.

Gli strati micacei che abbiamo più sopra ricordati, attribuendoli all' azione di contatto esercitata dalla intrusione granito pegmatitica, sono costituiti in modo molto simile a quelli delle rocce qui descritte: anzi non differiscono essenzialmente da quelli, se non per un maggior spessore e per la disposizione delle lamelle, che sembra essere sempre normale alla superficie di contatto.

4. *Scisti cloritico-anfibolici.* — Tra le rocce verdi di Riva, insieme con le forme ora accennate, i cui caratteri sono a nostro parere alquanto modificati dall' azione del contatto, ci sono forme che riproducono sin nei particolari meno importanti i caratteri degli scisti cloritici e cloritico-anfibolici descritti per val del Dosso. Si tratta anche in questo caso di rocce formate essenzialmente da clorite con aghetti anfibolici sparsi nella massa in maggiore o minor quantità. La roccia è marcatamente scistosa. Ha colore verde più o meno intenso, e talvolta vi si notano plaghette formate da granuli o individui isolati, di maggiori dimensioni, di color bruno.

L'esame microscopico mostra che i componenti essenziali sono la clorite e l'anfibolo.

La clorite forma fitti intrecci di lamelle di piccole dimensioni, con tinta chiarissima in sezione e debole pleocroismo da giallognolo a verde-mare. L' estinzione è parallela e l' angolo assiale piccolissimo. I colori d' interferenza bassissimi. Si tratta dunque ancora di pennina.

L' anfibolo si presenta in individui di non grandi dimensioni, di forma aciculare, intrecciati variamente. È incoloro, o quasi incoloro, in sezione, ed ha estinzioni $c : \mathfrak{C} = 18°\text{-}19°$. Trattasi dunque sempre di actinolite.

Come già nelle rocce di val del Dosso, qualche volta fra gli intrecci di cristalli anfibolici sono annidati granuli di olivina sani od in via di alterazione appena iniziata. Pure in via eccezionale si nota qualche piccolo individuo di un pirosseno rombico, accompagnato sempre da quei prodotti di alterazione giallo-verdognoli con polarizzazione d' aggregato che abbiamo ormai ricordato più volte.

Eccezionalmente si notò ancora la presenza di qualche granulo di titanite, col solito aspetto e colore giallo-miele. Più frequenti i consueti prodotti neri, opachi (ossidi metallici), derivanti dall' alterazione dell' olivina, e sparsi entro la massa cloritica.

5. *Anfiboliti collegate alle rocce verdi di Riva.* — Il Mattirolo [24] ha notato già che nella parte più settentrionale e più vicina a Riva della massa serpentinoso-anfibolica si osservano forme dioritoidi, in cui all' anfibolo prevalente si aggiungono quantità varie di un elemento felspatico. Si è già notato un fatto analogo nelle lenti di rocce verdi di Dascio.

Non facciamo qui che confermarlo. Anche presso Riva, come del resto in altri punti della lente ora considerata, si osservano forme anfibolitiche che ricordano in modo abbastanza perfetto qualcuna delle forme osservate a Dascio, e sono degne di un cenno descrittivo particolare.

Presso Riva è molto diffusa una roccia anfibolitica a grana grossa, con larghe plaghe anfiboliche di color verde-bruno e con lucentezza che ricorda alquanto quella di certi pirosseni trimetrici. Talvolta la roccia presenta anche una irregolare zonatura, con zone essenzialmente anfiboliche e zone chiare, essenzialmente felspatiche.

La scistosità non è molto distinta.

Al microscopio si riconoscono come elementi essenziali l'anfibolo e il plagioclasio. Accessorie la titanite e la clorite; quarzo secondario.

Caratteristica appare all'esame microscopico una generale e minuta fessurazione della roccia, con fessure talvolta beanti, talvolta interamente rinsaldate, accompagnate da sensibile spostamento dei labbri nelle fessure stesse.

L'anfibolo ha i caratteri cromatici dell'actinolite, sebbene sia sensibilmente più scuro dell'anfibolo delle rocce precedenti. Le tinte fondamentali sono

a = giallognolo chiarissimo
b = verde bottiglia chiaro
c = bruno-verdastro chiaro.

Gli individui anfibolici più grandi sono irregolari, talvolta quasi scheletrici; i minori assai più perfetti. Spesso gli individui più piccoli, a contorni netti, attraversano i maggiori, i quali sono pure distinti dall'abbondanza delle inclusioni, che sembrano essenzialmente formate da lamelle cloritiche disposte nel senso dei piani di sfaldatura.

Quando le fessure della roccia sopra nominate interessano gli individui anfibolici, questi in corrispondenza di esse sono ricresciuti con straterelli di color verde-mare distintissimi dal resto del cristallo. Talvolta gli anfiboli sporgono nelle fessurette con cuspidi di ricrescimento ben formate.

Il plagioclasio si trova in quantità sensibilmente minore dell'anfibolo, e si presenta in individui di dimensioni e forme varie. È costantemente geminato secondo la legge dell'albite con lamine di geminazione piuttosto larghe. Le estinzioni nella zona normale a $\{010\}$ raggiungono valori massimi di 30°-33.° La rifrazione è piuttosto alta: α' sempre maggiore nettamente di n del balsamo. Si tratta dunque di un termine sensibilmente più basico della labradorite e non distante dalla bytownite. Spesso il felspato presenta un principio di saussuritizzazione.

Gli elementi accessori sono rappresentati dalla titanite, inclusa di solito in gruppi di piccoli individui col consueto aspetto entro l'anfibolo, e la clorite, la quale è pure inclusa regolarmente nell'anfibolo.

Le fessure della roccia sono di solito rinsaldate da quarzo secondario e da un minerale limpido, biassico, con indice di rifrazione sensibilmente più basso di quello del balsamo, che deve probabilmente attribuirsi ad un felspato albitico. In questi minerali si trovano frequentemente incluse serie di piccole lamelle cloritiche, spesso aggruppate e sovrapposte in serie vermicolari affatto caratteristiche per questo minerale.

In altre varietà della medesima roccia l'anfibolo, che ha sempre una tinta verde-bruna assai chiara ed appartiene all'actinolite, ha una distinta zonatura, con un nucleo di colore

e pleocroismo più intenso da giallognolo a verde-bruno, che va sfumandosi in una zona periferica quasi incolora. Fra il nucleo più colorato e la zona periferica non v'è però differenza sensibile nella birifrazione e negli angoli d'estinzione.

6. *Rocce di Chiavenna.* — Solo a scopo di confronto con le rocce comprese entro i limiti della regione studiata furono esaminate le rocce verdi ben conosciute dei dintorni di Chiavenna.

Lo sviluppo che queste forme petrografiche assumono in quella località è senza confronto maggiore che in tutti i casi fin qui considerati e si può paragonare solo con lo sviluppo ch'esse presentano nella valle Malenco, dove si ripetono senza alcun dubbio forme molto analoghe [1]) Se però, dal punto di vista dello sviluppo, le rocce di Chiavenna si distaccano così notevolmente dalle nostre, la differenza non ci pare essenziale dal punto di vista puramente petrografico. Infatti i tre tipi di rocce che prevalgono nettamente tra Chiavenna e Uschione, e cioè il serpentino compatto, lo scisto cloritico-actinolitico, la pietra ollare, e specialmente i primi due, si trovano rappresentati da forme assolutamente identiche sia nel giacimento di val del Dosso sia in quello di Riva. A Riva anzi, come notammo, si hanno forme cloritico-talcose che si avvicinano moltissimo anche alle pietre ollari.

A completare la somiglianza si aggiungano anche le forme anfibolitiche di Prata, che abbiamo descritto. A Dascio infatti, dove sono bene sviluppate le forme anfiboliche, si trovano rocce che si avvicinano in modo sensibilissimo alle rocce di Prata, e, dati i caratteri di tali rocce, poco comuni nella nostra regione, questa somiglianza assume un valore anche maggiore.

Le descrizioni delle sezioni del serpentino e dello scisto cloritico-actinolitico di Chiavenna concordano in modo perfetto, sin nei minimi particolari da noi ricordati, con quelle delle rocce corrispondenti di Riva, e confermano l'impressione di grande analogia tra le masse verdi delle diverse località riportata anche dal semplice esame macroscopico e dai dati del rilevamento.

10. Calcifiri.

Uno dei risultati meno attesi del rilevamento della bassa valle della Mera fu il rinvenimento di numerose lenti di calcifiro intercalate pressochè a tutti i livelli della zona Verceia-S. Cassiano, ma specialmente nella metà meridionale di essa, in modo perfettamente concordante con gli scisti incassanti. Queste rocce erano completamente sfuggite all'attenzione anche dei più diligenti osservatori della nostra regione: nè il Theobald, nè il Rolle infatti, che pure hanno certo percorso in molti sensi non solo il fondovalle, ma anche i monti di Val Codera e di Val dei Ratti, si imbatterono negli affioramenti di esse. La cosa non può stupire chi conosca la regione, ed è una nuova indiretta prova delle condizioni poco agevoli che la regione stessa presenta per il rilevamento. Nè, d'altra parte, possiamo sperare di aver osservati tutti gli affioramenti esistenti.

Le lenti di calcifiro presentano sviluppo e dimensioni molto varie. Alcune non superano lo spessore di qualche metro, altre invece hanno una potenza di qualche decina di metri; alcune si estendono per poche decine di metri, altre invece formano una striscia

[1]) Per i caratteri petrografici dei serpentini di Val Malenco, sui quali scrissero vari autori, vedi specialmente Cornelius [70], Staub [71] e L. Brugnatelli, *Sulla titanolivina dei ditorni di Chiesa in Val Malenco* (Riv. di Miner. e Cristallogr. italiana; vol. XXX. 1904).

d'affioramento lunga sino a 200-300 metri. Talvolta queste lenti sono isolate, tale altra sono riunite a fascio, e coprono una considerevole estensione di suolo.

Gli affioramenti osservati sono quasi tutti sul fianco sinistro della valle della Mera. Uno solo, alquanto diverso dal tipo consueto anche per la natura della roccia, si trova sul fianco destro del Lago di Mezzola, e precisamente poco a sud delle rocce verdi di Dascio, a qualche centinaio di metri sullo specchio del lago. Tre affioramenti sono pure assai vicini al contatto della zona Verceia-S. Cassiano con la diorite del Bassetta e si trovano uno presso i casolari di Brugo, ad una cinquantina di metri sul piano, un secondo a sud della Foppaccia, molto più in alto, ed un terzo sul versante settentrionale del M. Bassetta, sopra l'alpe Castelletto.

Presso S. Giorgio di Novate, sul ripidissimo pendio dello sprone montuoso che dalla Cima di Provinaccio scende ad occidente verso S. Giorgio, si trovano le maggiori lenti di calcifiro osservate, riunite in un fascio di almeno quattro principali.

Un ultima lente, pure assai interessante, fu osservata ad est dell'Alpe Motto dell'Orso sopra S. Cassiano, lungo i precipitosi fianchi meridionali del M. Matra, poco lungi adunque dai limiti verso nord della regione studiata.

L'esistenza di qualche altra lente, che non si potè localizzare, è provata dalla presenza di ciottoli di calcifiro, rari per verità, nelle alluvioni del Codera e del torrentaccio di Val Lobbia.

In tutti questi affioramenti, toltone forse il primo, è caratteristica una grande varietà di composizione della roccia, la quale passa da forme di calcari cristallini quasi puri a forme zonate in cui l'elemento carbonato è scarsissimo o quasi mancante per l'enorme sviluppo dei minerali più vari. Altro fatto degno di nota è la grandissima somiglianza che presentano fra di loro le rocce dei vari affioramenti, pur nella loro estrema varietà. In tutti gli affioramenti, ad esclusione forse dell'affioramento del M. Matra, si osservano i medesimi minerali caratteristici e le identiche varietà principali. Le differenze di composizione sono relativamente di poco conto o dovute a cause locali ben determinabili.

Di tutti gli affioramenti osservati, i più degni di attenzione sono quelli di Brugo e di S. Giorgio, sia per la eccezionale varietà della composizione mineralogica e petrografica, sia per le condizioni di giacitura e le relazioni con le rocce adiacenti, e su di essi ci fermeremo alquanto più a lungo che su gli altri nei cenni descrittivi che stiamo per darne, località per località.

a. *Calcifiro di Dascio.*

La lente calcarea di Dascio è, fra tutte, la meno meritevole di speciale rilievo, e, come già si disse, diferisce notevolmente dalle altre per la sua composizione. Essa è costituita da un calcare cristallino a grana minuta e regolare, bianco o leggermente giallognolo, con evidentissime tracce di laminazione. Presenta qualche volta una tessitura quasi fogliettata e sulle superficie di scistosità é coperto da straterelli micacei, formati da una mica bianca o di color bruno chiarissimo in lamelle regolarmente adagiate sulle superficie stesse. Ad occhio non si scorgono nella roccia altri minerali estranei all'elemento carbonato all'infuori di qualche raro cubetto di pirite.

In sezione sottile la struttura appare in taluni punti francamente granoblastica, in altri tendente alla lepidoblastica. La grana è minuta ed uniforme. Il componente essenziale è, naturalmente, la calcite, alla quale si aggiunge, in questo come in quasi tutti gli altri casi osservati, una piccola quantità di dolomite. Subordinati la muscovite ed il quarzo; accessoria la pirite.

La calcite si presenta ordinariamente in individui di piccole dimensioni equidimensionali o allungati nel senso della scistosità, con contorno alquanto dentellato. Talvolta si hanno anche striscerelle a grana eccezionalmente fina. Costante la presenza di lamelle di geminazione. La presenza di piccole quantità di dolomite è riconoscibile con l'attacco mediante acido cloridrico diluito, che lascia sempre un leggero residuo di carbonato, attaccato solo dopo riscaldamento.

Gli straterelli micacei della roccia sembrano costituiti sempre da muscovite. Le lamelle di mica, piccole ed uniformi, perfettamente incolore in sezione, presentano colori d'interferenza vivacissimi e sono nettamente biassiche, con un angolo assiale piuttosto grande. La muscovite è sparsa in piccole lamine anche entro le zone essenzialmente calcitiche della roccia.

Abbastanza abbondante, ma poco regolarmente diffuso, è il quarzo. Esso si presenta in granuli irregolari, od in piccole plaghe lentiformi formate da granuli a margine dentellato, con estinzioni leggermente ondulate.

La pirite è scarsissima. Si trova in minuti cubetti, sparsa nella roccia senza regola.

Da questa descrizione risulta che il nome di calcifiro, dato alla roccia per analogia con le altre della regione, è forse improprio.

b. *Calcifiri di Brugo.*

La lente di calcifiro che si trova sopra i casolari di Brugo, alle pendici occidentali del M. Bassetta, è degna di grande interesse. Essa affiora poco sopra il piano e si estende sul pendio del monte ed entro il letto del torrentello, che scende appena a nord di Brugo, per un centinaio di metri, perfettamente concordante con le rocce scistose che la racchiudono, dirette press'a poco da est ad ovest.

Lo spessore della lente non supera cinque o sei metri nel tratto più potente e si assottiglia gradatamente verso le estremità. Il punto più interessante per osservare questa lente è nel letto del torrente, ad un centinaio di metri sul piano, dove la lente stessa è profondamente incisa. La piccola conoide del torrente è essa pure ricca di blocchi e di frammenti calcarei.

Il calcifiro di Brugo dista non più di qualche decina di metri dal contatto degli scisti con la diorite del M. Bassetta, ma è interamente racchiuso nelle rocce scistose, che sono qui rappresentate specialmente da gneiss minuti biotitici con intercalazioni di rocce anfibolico-pirosseniche di tipo alquanto vario e forme che sembrano mostrare un metamorfismo più o meno profondo collegato alla vicina diorite. La parte più alta della lente calcarea è a contatto con un gneiss dioritico a grana grossa.

Il gneiss biotitico ora accennato, minuto e molto scistoso, presenta il tipo più normale di siffatte rocce da noi descritto per la parte meridionale della zona di Verceia. Consta di andesina basica, quarzo e biotite, con anfibolo, epidoto-ortite, titanite e zircone accessori.

Le vene e le lenti anfibolico-pirosseniche intercalate al gneiss abbondano specialmente in maggiore vicinanza con la lente calcarea e fra questa e la diorite del Bassetta. Esse hanno l'aspetto delle anfiboliti ordinarie ed hanno struttura marcatamente pavimentosa. Constano essenzialmente di pirosseno monoclino tipo diopside e di orneblenda piuttosto chiara, con netta tendenza allo sviluppo idioblastico, specie di quest'ultima. Subordinati il plagioclasio (tipo labradorite) e la biotite, xenoblastici rispetto ai primi; accessori la titanite e lo zircone.

In corrispondenza con la parte inferiore della lente calcarea si hanno anche forme

essenzialmente anfibolico-biotitiche, molto laminate, spesso con bellissime biotiti scheletriche associate all'orneblenda, con plagioclasio ed epidoto-ortite subordinati.

Ma specialmente degna di nota fra le rocce che vengono a contatto col calcifiro di Brugo è una pegmatite, che, in forma di grosso filone, nettamente discordante con l'andamento generale delle formazioni, lo attraversa in corrispondenza della parte più alta e più potente del suo affioramento. La direzione di questo filone è N 50° E all'incirca e l'inclinazione forte a SE, mentre la lente calcarea e le formazioni che la racchiudono sono dirette a N 80° W e quasi verticali o fortemente inclinate a N.

Il filone pegmatitico, che affiora per una ventina di metri entro il valloncello che scende a Brugo, ha uno spessore medio di 2-3, metri ed è molto acido. Il quarzo vi è infatti abbondantissimo. L'elemento felspatico vi è rappresentato da grandi e irregolari individui di ortoclasio, con bei concrescimenti micropertitici con plagioclasio, e da un plagioclasio di tipo oligoclasio-albite con fine e serrate lamelle di geminazione. L'elemento micaceo è rappresentato da scarsissima biotite, di color bruno-verdognolo, sensibilmente uniassica. Manca quasi interamente ogni altro elemento: il granato roseo è presente solo in via eccezionale. La roccia è bianchissima [1]).

Questo filone ha fatto sentire la sua azione non solamente sopra il calcifiro, ma anche sulle altre rocce con le quali viene a contatto. Infatti, lungo il suo contatto con le rocce anfibolico-pirosseniche sopra ricordate, queste si arricchiscono in modo evidentissimo di granato roseo e si mostrano iniettate profondamente di venuzze quarzose. In qualche punto poi si sviluppano, sempre esclusivamente a contatto con la pegmatite, delle forme a grandi individui di orneblenda e di diopside, con abbondantissima titanite giallo-verdognola, in cristalli perfetti di parecchi millimetri di diametro, sparsa nell'intreccio anfibolico-pirossenico insieme a più rari granuli di ortite. Talvolta anche accade che la pegmatite includa strappi o brani della roccia anfibolico-pirossenica a grandi elementi ed allora, localmente, la pegmatite stessa prende una grana alquanto meno grossolana e si mostra ricchissima di cristallini verdognoli perfetti di titanite, con la caratteristica forma sfenica.

Là dove la pegmatite attraversa la lente calcarea si hanno naturalmente fenomeni anche più interessanti. Apofisi essenzialmente quarzose della pegmatite si addentrano profondamente nella massa calcarea lungo irregolari screpolature di questa, e vi generano numerose forme a pirosseno, ad anfibolo, a granato, ad epidoto, ecc. che accompagnano nel modo più evidente l'andamento della vena iniettata e che descriveremo partitamente in seguito.

Questi fenomeni si ripetono in più vasta scala lungo il contatto della pegmatite, e qui si notano pure forme zonate del calcifiro, in cui effettivamente l'elemento calcareo vien quasi a scomparire, di aspetto elegantissimo e degne di grande interesse.

Non si deve però, a mio avviso, ritenere da quanto abbiamo detto, che l'agente metamorfosante del calcifiro sia rappresentato unicamente dalla pegmatite. Certamente la pegmatite ha concorso in modo non trascurabile, col suo diretto contatto, a ingenerare nel calcifiro una serie di forme speciali, ed ha contribuito a dare all'affioramento di Brugo una varietà di struttura che non si osserva nelle lenti che non furon toccate dalla iniezione pegmatitica, ma è altrettanto certo che alcuni dei più tipici minerali che si trovano

---

[1]) Il filone pegmatitico di Brugo fu oggetto di qualche lavorazione fatta allo scopo di cavarne quarzo e felspato per l'industria ceramica, come si fa tuttora per la pegmatite di Piona. La scarsa potenza del filone e la sua eccessiva ricchezza in quarzo, unitamente alla grana non grossissima, furono le probabili cause del suo quasi immediato abbandono.

nella lente di Brugo si trovano con identici caratteri anche nelle altre, ed è legittimo ritenere che la loro presenza, a Brugo e nelle altre località, sia dovuta a fenomeni metamorfosanti più generali, che hanno agito indifferentemente su tutte. Di modo che la caratteristica varietà strutturale, che descriveremo a Brugo e che ritroveremo, per ragioni non molto diverse, a S. Giorgio, si deve in certo senso ritenere come un fatto comune a tutte le masse di calcifiro che stiamo per esaminare.

Cominceremo col ricordare le forme più pure e più diffuse del calcare di Brugo; ricorderemo in seguito le più interessanti forme che pel loro limitato e localizzato sviluppo posson dirsi eccezionali. Il lettore deve poi ritenere che accanto a queste esistono numerosissime altre varietà di passaggio.

1. *Forme calcaree pure.* — Non mancano nella lente di Brugo, e specialmente nella parte mediana di essa, forme calcaree bianchissime assolutamente pure o non contenenti se non una quantità affatto trascurabile di elementi estranei. Ordinariamente esse presentano una struttura finamente saccaroide, ma si hanno anche forme a grana grossa o grossissima, ed a grana irregolare, quasi porfiroide, come in tutti i calcari cristallini della regione alpina.

L'esame microscopico permette di riconoscere che di solito gli individui di calcite hanno un margine più o meno fortemente dentellato. Mancano però quasi interamente quelle incurvature delle tracce di sfaldatura e delle lamelle di geminazione che sono sì chiaro segno di energiche deformazioni meccaniche. La calcite è assolutamente predominante, come mostra la diffusione delle lamelle di geminazione polisintetica e come conferma l'attacco della roccia con acido cloridrico diluito freddo.

Non frequenti granuli privi di geminazione sono probabilmente da riferirsi a dolomite, la cui presenza è del resto provata anche per altra via.

La stessa alterazione atmosferica superficiale della roccia isola individui dolomitici di un color bianco opaco.

Gli elementi accessori, che si mantengono scarsissimi anche in masse non trascurabili di roccia, possono essere rappresentati dai minerali più vari sviluppati nelle forme più tipiche del calcifiro. Così si hanno forme marmoree pure con rarissime lamelle di flogopite, con granuli di olivina, di spinello chiarissimo, con aghetti tremolitici, ecc. Rarissimi i solfuri metallici, tanto che mancano quasi interamente nei calcari di Brugo le macchie limonitiche, derivanti dall'alterazione di quelli, così comuni nella maggior parte dei calcari cristallini di simili formazioni.

2. *Forme a tremolite.* — Abbastanza frequenti sono le varietà in cui all'elemento calcareo fondamentale si aggiungono quantità varie di un anfibolo di tipo tremolite.

Ordinariamente queste varietà mantengono un colore bianchissimo o solo impercettibilmente verdognolo. In esse l'anfibolo, aciculare o fibrillare, che si riconosce facilmente ad occhio per l'estensione de' suoi individui (parecchi millimetri) e per la lucentezza quasi sericea, può trovarsi diffuso a fascetti od a gruppetti raggianti, oppure è riunito in zone stratiformi ben distinte. Le superficie di distacco e di scorrimento della roccia ne sono spesso spalmate ed appaiono nettamente sericee per una forma quasi asbestoide del minerale.

Raramente queste varietà a tremolite contengono solo questo minerale fra gli elementi estranei al carbonato: spesso all'anfibolo si uniscono quantità variabili, ma sempre assai scarse, di pirosseno, di plagioclasio, di granato, ecc.

L'esame microscopico conferma i dati dell'esame sommario fatto ad occhio nudo. Nelle

sezioni, che presentano le stesse varietà strutturali già notate nei tipi puri, oltre alla calcite, compare un anfibolo perfettamente incoloro, in individui bacillari, sfibrati alle estremità, con estinzioni $c : \mathfrak{c} = 15°$, di tipo tremolite. Talune sezioni sono pressochè interamente formate da anfibolo con poca calcite ed in qualche caso si hanno zone anfiboliche con grandi individui sempre e caratteristicamente geminati (Tav. XI, fig. 1). Più spesso però le sezioni ricche di anfibolo contengono anche pirosseno, plagioclasio, granato e titanite.

Il pirosseno è rappresentato da un diopside di color verde chiarissimo. Di solito, piccoli individui ben formati sono inclusi negli intrecci di fibre tremolitiche, e non di rado presentano una fitta poligeminazione secondo {100} dovuta probabilmente a cause dinamometamorfiche.

Più raro è il plagioclasio, il quale ha rifrazione sempre molto bassa (inferiore a quella del balsamo) e strutture alquanto anormali, dovute forse a deformazioni meccaniche. Sembra riferirsi ad un termine albite.

Rari il granato e la titanite.

3. *Forme a pirosseno e granato.* — Dalle forme a tremolite ora descritte si passa gradualmente a forme in cui sull'elemento anfibolico prevalgono sensibilmente il pirosseno ed il granato. Se ne hanno varietà assai eleganti nelle quali, sul fondo bianco o bianco-verdognolo della roccia, si disegnano macchie o zone verdi e rosee dovute alla presenza in quantità notevoli dei due minerali sopra citati.

Le sezioni condotte attraverso queste zone ricche di elementi silicati mostrano una struttura alquanto eccezionale, che ricorda la porfiroclastica.

Grandi individui di granato roseo sono immersi in una massa essenzialmente calcitica a grana fina, in cui si trovano sparsi granuli a contorno tondeggiante di pirosseno, di plagioclasio, fibre tremolitiche, ecc. I granati hanno una struttura grossolanamente crivellata per la presenza di numerose inclusioni tondeggianti costituite specialmente da pirosseno e dagli altri minerali ora citati. I granuli pirossenici contenuti nella pasta calcitica sono contornati spesso da una zona di fina frantumazione che genera caratteristici tipi di Mörtelstruktur.

Il pirosseno, sempre di tipo diopside, incoloro o leggerissimamente verde in sezione, forma l'elemento silicato prevalente. In esso è costante la geminazione, talvolta di due individui, tale altra polisintetica, secondo la solita legge. Quando in uno stesso cristallo di granato ne sono contenuti più individui, questi si mostrano frequentemente isoorientati.

Il granato, roseo in massa e debolmente colorato in sezione sottile, forma grandi individui irregolarmente sviluppati, in cui, come si disse, è caratteristica l'abbondanza delle inclusioni.

Molto meno abbondanti gli altri componenti, fra i quali si notano ancora, con caratteri non diversi, l'albite, la tremolite e la titanite.

Il quarzo si trova pure in rari granuli in qualcuna delle sezioni. Qualche volta l'anfibolo pare accompagnato da aggregati di talco.

Accanto a queste varietà, in cui il pirosseno, sebbene abbondante, e talvolta abbondantissimo, è sempre un minerale subordinato al componente carbonato della roccia, si incontrano non di rado a Brugo forme nelle quali il pirosseno non solo è l'elemento quasi unico della roccia ma è anche rappresentato da individui di grandi dimensioni. Si notano infatti non di rado nei calcifiri a pirosseno e anfibolo zone costituite da intrecci di grandi

cristalli di un pirosseno verdognolo o verde-pomo o verde-chiarissimo, quasi bianco, di 2-3 centimetri di lunghezza mescolato a poca tremolite. In via eccezionale furono notati individui pirossenici di più di un decimetro di lunghezza e di qualche centimetro di diametro, bene sviluppati, e bene isolabili dalla roccia per una sottile spalmatura essenzialmente tremolitica esistente su talune facce. L'aspetto di tali pirosseni riproduce in modo perfetto quello di certe *mussiti*.

Da questo lato la località di Brugo riveste interesse mineralogico, oltre che puramente petrografico.

4. *Forme ad olivina.* — Tra i calcifiri di Brugo sono molto diffuse varietà in cui entra come componente, in quantità più o meno abbondante, la olivina. La sua presenza raramente sfugge anche al semplice esame ad occhio nudo, perchè si scorgono assai bene sul fondo bianco o bianco-giallognolo della roccia i suoi individui giallo-olio e vitrigni, o verdi e opachi, se essa è totalmente o parzialmente serpentinizzata.

Talvolta i granuli olivinici, che hanno quasi sempre forma tondeggiante e dimensioni talvolta non inferiori a 2-3 mm. di diametro, sono sparsi in piccola quantità nella roccia. Ma non di rado si hanno pure zone in cui essi si addensano, fino a diventare quasi l'elemento prevalente della roccia stessa.

Raramente si osservano forme, nelle quali all'elemento carbonato si aggiunga la sola olivina. Di solito alla olivina prevalente si uniscono in quantità varia il pirosseno, la flogopite, lo spinello ed altri minerali ancora, con tutte le combinazioni possibili. Si hanno così forme oliviniche pure, forme olivinico-pirosseniche, ecc.

L'esame microscopico non rivela forme e strutture speciali nell'elemento carbonato: questo risulta essenzialmente formato da calcite, con grana più o meno grossolana ed uniforme, e da dolomite; la quale ultima sembra trovarsi nelle varietà oliviniche in quantità alquanto più abbondante che nelle altre.

La olivina si presenta ordinariamente in granuli tondeggianti, di dimensioni varie, perfettamente incolori in sezione, con le caratteristiche fessure irregolari di questo minerale. Qualche volta si nota una tendenza allo sviluppo idiomorfo, col disegnarsi abbastanza netto di una coppia di facce longitudinali.

Frequente e tipica l'alterazione parziale o totale in serpentino, con isolamento dei soliti prodotti neri, opachi.

In punti vicinissimi della roccia possono trovarsi gli individui olivinici perfettamente sani ed individui a completa serpentinizzazione.

Fra i minerali che più spesso accompagnano l'olivina va ricordato il pirosseno, il quale si presenta ordinariamente in individui abbastanza estesi, perfettamente incolori anche in massa e coi soliti caratteri di un diopside poverissimo di ferro. Frequente sempre una fitta geminazione polisintetica, dovuta probabilmente ad azioni dinamometamorfiche.

Forse ancor più frequente è la presenza della flogopite. Essa si trova in lamelle di dimensioni varie e variamente distribuite nella roccia.

Il suo colore è bruno chiaro in massa e chiarissimo in sezione, con pleocroismo da incoloro a bruno appena percettibile. Le lamelle flogopitiche sono sensibilmente uniassiche, con carattere ottico negativo; nelle sezioni l'allungamento è positivo e l'estinzione rigorosamente parallela.

Qualche volta all'elemento pirossenico si aggiunge anche l'anfibolo, rappresentato da rari individui aciculari, perfettamente incolori in massa ed in sezione, con estinzioni

di 12°-13° sulla direzione d'allungamento, riferibili, come al solito, ad un termine tremolite.

Meno abbondante, ma assai caratteristico nei calcifiri olivinici, è uno spinello, di colore azzurro verde chiaro o chiarissimo, che si osserva in cristallini ottaedrici ben formati o con spigoli alquanto arrotondati variamente sparso nella roccia. L'alterazione superficiale lo isola quasi completamente. In sezione si mostra debolmente azzurrino o quasi incoloro. Scarsissime le inclusioni.

In una varietà a grana grossa della roccia, assai pura, sul fondo bianchissimo non compaiono che macchie verde-glauco chiare di spinello. Questa forma alquanto eccezionale della roccia è degna di menzione anche per un'altra ragione. Essa è attraversata da una serie di fratture, che sembrano essere state accompagnate da scorrimento, tanto che labbri di esse si presentano in molti punti lisci e levigati. Su queste superficie di frattura si notano qua e là delle macchiette azzurrognole assai caratteristiche, che esaminate al microscopio appaiono formate da sciami di minuti cristalli perfettissimi di ottaedrite azzurra, un minerale che non fu osservato in diverse condizioni nè altre volte nella roccia.

5. *Forme ad humite e forme zonate ad humite e spinello.* — A Brugo sono notevolmente frequenti, insieme con le forme ad olivina ora descritte, forme che assomigliano moltissimo a queste, ed anzi con esse si sfumano, in cui sul fondo chiaro della roccia spiccano numerosi granuli di un minerale molto simile nell'aspetto all'olivina, ma di un caratteristico colore giallo-aranciato o rosso-bruno più o meno intenso, di tipo humitico (1). Anche questo minerale, come la olivina, è variamente distribuito nella roccia e si passa da varietà in cui i suoi granuli sono sparsi in piccolissima quantità a varietà con tinta sensibilmente calda per la presenza di densi sciami di granuli aranciati.

Nelle varietà in cui questo minerale predomina, ordinariamente abbondano anche le bionde lamelle di flogopite, e la roccia ne riceve un aspetto particolarmente elegante ed assai caratteristico.

Non meno frequente è però a Brugo il caso in cui il minerale humitico, invece di essere più o meno uniformemente distribuito nella roccia, si presenti particolarmente addensato in certe zone, ed allora, insieme con esso, abbonda anche uno spinello di color verde-azzurro scuro. La roccia in tal caso si presenta nettamente zonata, con zone o lenti allungatissime di colore scuro per l'abbondanza dello spinello, di uno spessore variabile da qualche millimetro a qualche centimetro, alternate con zone più chiare, in cui l'elemento carbonato, sempre accompagnato da minerali accessori, predomina. La stessa alterazione atmosferica della roccia ne mette in maggior evidenza la zonatura, perchè le zone calcitiche sono più profondamente intaccate, mentre le altre sporgono in rilievo ed in esse i granuli humitici, gli ottaedri di spinello, ecc. ecc. vi appaiono spesso perfettamente isolati.

---

[1]) A proposito di queste forme di calcifiri ad humite non possiamo trascurar di richiamare la grande analogia che, sotto vari punti di vista, i nostri calcifiri hanno con molti di quelli descritti dal Novarese per la Calabria (V. Novarese, *Calcari cristallini e calcefiri dell'arcaico calabrese*, in Bollett. Com. Geol., 1893), nel quali questo autore notò pure la presenza della condrodite.

Forme a condrodite e flogopite, ecc. notò anche il Lindemann in un calcifiro di Markirch in Alsazia a contatto con filoni aplitici (B. Lindemann, *Ueber einige wichtige Vorkommnisse von Körnigen Karbonatgeisteinen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Entstehung und Struktur*, in Neues Jahrb. f. Min. u. Geol., XIX B. B., 1904), nè mancano altri, e numerosi, esempi nella letteratura dei calcari metamorfici.

Queste forme zonate, insieme con quelle ad humite diffusa prima ricordate, sono frequenti e caratteristiche nella lente del calcifiro di Brugo, e sono particolarmente abbondanti verso la periferia della lente stessa, là dove essa viene a contatto con le rocce incassanti. Non si nota una relazione diretta ed evidente tra il filone pegmatitico sopra ricordato e le forme con humite, flogopite, ecc.

Il minerale più interessante di queste forme è senza dubbio il minerale giallo di tipo humitico, che abbiamo ricordato. Esso si presenta in granuli di dimensioni varie: da una frazione di millimetro a 2-3 millimetri al massimo. La forma dei granuli è pure varia: nelle varietà ad humite diffusa predomina la forma tondeggiante, paragonabile a quella dei granuli olivinici, o si ha un accenno allo sviluppo di una coppia di faccie; nelle varietà zonate, in cui il minerale humitico è mescolato ad altri, la forma diventa irregolarissima, e talvolta si accennano incavature a contorno curvo simili a quelle prodotte dal riassorbimento in certi minerali.

Il colore del minerale in massa è giallo-aranciato o bruno-rossastro più o meno intenso. In sezione il colore è ancora sensibilmente giallo, con una tendenza al giallo aranciato, e talvolta è molto intenso e di netta gradazione aranciata.

Il minerale è sempre nettamente pleocroico con

a = giallo-aranciato
b = giallo chiarissimo
c = incoloro.

Naturalmente nelle varietà meno intensamente colorate, ed in sezione sottile, anche **b** appare sensibilmente incoloro; ma il caso è relativamente raro. Frequentissimo è il caso in cui in uno stesso granulo la tinta varii abbastanza sensibilmente di intensità con sfumature gradualissime: le plaghe più intensamente colorate sono di solito anche alquanto più fortemente birifrangenti.

I granuli sono ordinariamente abbastanza limpidi e non mostrano che tracce assai irregolari di sfaldatura. Essi sono invece assai frequentemente geminati (Vedi tav. X, fig. 2), e questi gruppi geminati ci offrono un facile mezzo sia per distinguere il minerale in modo sicuro dalla titanolivina, alla quale si avvicina molto per la tinta, sia per determinarlo specificamente nelle serie delle humiti.

Scegliendo infatti tra le sezioni di questi geminati, che si avvicinano per il loro tipo ai plagioclasici, quelle che presentano estinzioni sensibilmente simmetriche di valore più alto, si riconosce che essi risultano normali alla bisettrice acuta, la quale ha carattere positivo, e su di esse si può riscontrare che il piano assiale forma col piano di geminazione angoli variabili tra 7° e 17°. Questo risultato si accorda solamente, e bene, coi caratteri ottici della clinohumite, in cui appunto il piano assiale, con bisettrice acuta positiva normale a 010, fa con 001, piano di geminazione, un angolo di 7°-15°. Nei consimili geminati di titanolivina infatti una direzione d'estinzione fa con la traccia del piano di geminazione un angolo di 20°, ma essa direzione risponde a **b** e non ad **a**, ossia è positiva e non negativa; e nei geminati di condrodite l'estinzione corrispondente è contenuta fra 25° e 30° [1]).

---

[1]) Il Rosenbusch (*Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien*, 2ª H., 4ª ed., 1915, pag. 192) dà per la condrotite $a : a = 25°\text{-}30°$ e per la clinohumite $a : a = 7°\text{-}15°$.

L' angolo degli assi ottici appare ordinariamente piuttosto grande. Dispersione incrociata appena sensibile.

Assai caratteristica per la clinohumite di Brugo è l' associazione, che si può dire quasi costante, con la olivina. Rari sono i granuli del minerale che siano uniformemente tinti nel loro colore caratteristico: nella maggior parte dei casi, e specialmente negli individui di maggiori dimensioni, la clinohumite presenta plaghe più o meno estese e regolari, perfettamente incolore, di olivina, distinte qualche volta, oltre che pel colore, per una diversa estinzione. Fra la clinohumite e la olivina però il confine ordinariamente non è netto, chè anzi si nota fra l' una e l' altra un graduale e sfumato passaggio (Vedi tav. X, fig. 1).

La graduazione della tinta e la perfetta isoorientazione delle varie plaghe può far pensare ad una associazione regolare di vari termini della serie delle humiti, nè credo di poter escludere senz' altro questo caso, data la difficoltà di distinguere in sezione sottile la olivina dalla humite incolora. Talune volte però mi parve di poter riconoscere senza dubbio alcuno la orientazione ottica caratteristica della olivina, con piano degli assi ottici normale alle scarse tracce di sfaldatura. Di guisa che l' intima associazione clinohumite-olivina si deve ritenere sicura e probabilmente molto diffusa [1]).

Tanto l' olivina come la clinohumite contengono sciami numerosi di piccole inclusioni nere goccioliformi.

Frequentemente la clinohumite è intimamente associata anche allo spinello. Si hanno spesso cristalli di questo minerale inclusi nella clinohumite e non è raro il caso in cui parecchi cristalli vicini di spinello siano tenuti insieme da un reticolato clinohumitico.

La clinohumite è assai di sovente alterata e la sua alterazione, sia pel modo nel quale si manifesta e si sviluppa, sia per i prodotti ai quali dà luogo, è perfettamente corrispondente a quella dell' olivina. Alla periferia e lungo le irregolari screpolature del minerale si manifesta e si propaga la serpentinizzazione, la quale talvolta si estende a tutta la massa ed è accompagnata dalla solita segregazione di un minerale nero, opaco, in minuti granuli, riferibile probabilmente a magnetite. La fig. 4 della tav. X mostra appunto, l' uno vicino all' altro, un individuo di clinohumite ed uno di olivina, in istato di avanzata serpentinizzazione.

Da queste ultime parole risulta pure che, nelle forme di calcifiro ora considerate, non manca mai la olivina. Anzi questa, coi caratteri consueti che abbiamo già ricordati, abbonda in non rari casi entro nella roccia ed a volta a volta sostituisce quasi interamente la clinohumite, passando alle forme precedentemente esaminate, attraverso forme a clinohumite, olivina e flogopite che sono, come già si disse, diffusissime.

Ma il minerale, che nelle forme zonate appare più degno di interesse accanto alla clinohumite, è lo spinello.

Esso è molto diffuso in tutta la lente di Brugo, e l' abbiamo ricordato come componente accessorio anche nelle forme oliviniche, ma la sua abbondanza diventa eccezionale

---

[1]) Sulle associazioni regolari olivina-clinohumite e humite-clinohumite vedi:

A. Scacchi, Neues Jahrb. f. Min. Geol., anno 1876.

— *Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane*, 1889.

Michel Lévy et Lacroix, Bullet. Soc. Min. de France, 1886.

A. Lacroix, Bullet. Soc. Géol. de France, 1890.

F. Zambonini, *Mineralogia vesuviana*. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat., Napoli, 1910.

T. Vogt, *Studien über die Humitgruppe*. Neues Jahrb. f. Min. Geol., 1913.

nelle varietà zonate a clinohumite, dove è anzi ordinariamente rappresentato da un termine a tinta sensibilmente più carica che nelle altre varietà. Spesso infatti ha un colore verde-azzurro intenso in massa, somigliante in modo notevole al colore della gahnite. In sezione sottile il minerale appare sempre di una tinta verde-azzurra piuttosto chiara.

Già dicemmo come l'erosione atmosferica ne isoli spesse volte dei cristallini ottaedrici, semplici o geminati, perfetti, di dimensioni in qualche caso non inferiori a 2-3 millimetri. Nelle sezioni appaiono di frequente sciami di individui a contorno regolarissimo (Vedi tav. X, fig. 3 ed anche fig. 1). Il minerale presenta il forte rilievo, e la sagrinatura superficiale che gli sono consuete, ed una frequente fessurazione irregolare. Frequenti ed abbondanti le inclusioni, fra le quali sono degne di nota inclusioni di lamelle di colore rosso-bruno o rosso-violacee, sottilissime, spesso a contorno esagonale regolare, birifrangenti, che farebbero pensare alla ematite. Più raramente si hanno inclusioni, pure lamellari e sottili, di colore verde-smeraldo. Già abbiamo detto che lo spinello, frequentemente sparso nella pasta calcitica della roccia, è non di rado esso stesso incluso in altri minerali, e specialmente nella clinohumite. Questo suo modo di trovarsi dà luogo qualche volta a curiose apparenze: se la clinohumite che contiene gli spinelli è completamente alterata in serpentino, si hanno nuclei di spinello che sembrano in via d'alterazione, quasi come isole rispettate ancora dall'alterazione simili a quelle di una olivina incompletamente serpentinizzata.

Un minerale che non manca mai nelle varietà a clinohumite è la flogopite. Essa, ben riconoscibile anche ad occhio nudo nella roccia, presenta la solita tinta bruna, chiara, talvolta quasi bionda, talvolta passante ad una tinta verde-mare abbastanza intensa. In sezione è debolmente pleocroica, da incoloro a giallo-bruno chiarissimo. È sensibilmente uniassica, con carattere ottico negativo.

Alterandosi, perde i suoi vivaci colori d'interferenza, e passa ad un minerale a colori d'interferenza anormali, a bassissima birifrazione, con segno ottico opposto, riferibile ad una clorite di tipo pennina.

Fra i minerali che invece si mostrano solo eccezionalmente in queste varietà vanno ricordati il granato, la pirite, e la pirrotite.

Il granato, ch'è senza confronto il più abbondante dei tre, è rappresentato da un granato roseo, incoloro in sezione, spesso perfettamente idiomorfo, il quale in talune varietà zonate si trova in quantità veramente notevole. La sua distribuzione è però molto localizzata. Alla estremità inferiore della lente di Brugo, che affiora poco sopra i casolari di Brugo, si hanno forme zonate del calcifiro, a granato e spinello, in cui il granato, di color rosa carne elegantissimo, forma individui di parecchi millimetri, ed anche di più di un centimetro di diametro, mineralogicamente interessanti.

Alla estremità superiore del giacimento, vicinissimo al contatto di calcifiro col gneiss dioritico antecedentemente descritto, si osservano forme zonate, con lenti scure, simili in tutto alle forme ora esaminate, ma diverse per la natura del minerale humitico.

Esse mostrano forse più intense che altrove le tracce del dinamometamorfismo, perchè hanno frequentemente strutture che si possono chiamare francamente porfiroclastiche. Dopo la calcite, i minerali che predominano nelle zone scure sono la humite e lo spinello, accompagnati, come sempre, da olivina, flogopite e dai prodotti della loro alterazione. Ma gli individui humitici geminati permettono di misurare angoli d'estinzione a:a eccezionalmente alti, non inferiori a 25°. Si tratta in questo caso, non più di clinohumite, ma di condrodite.

Nè è questa la sola varietà di calcifiro in cui abbia notata la presenza di tale minerale.

6. *Forme zonate a contatto col filone pegmatitico.* — Abbiamo già detto, che a contatto col filone pegmatitico, che attraversa la lente di Brugo nella sua parte alta, e lungo le propaggini di esso iniettate nel calcifiro, si sviluppano forme zonate con strutture e componenti particolari, spesso con elegantissimo aspetto. Fra queste merita di essere in ispecial modo ricordata e descritta una forma zonata, in cui veramente l'elemento calcitico vien quasi a scomparire, costituita da sottili e regolarissime zone parallele, variamente alternate, or verdi scure d'anfibolo, or verde mare pirosseniche, or verde olivastro d'epidoto, or rosee di granato, ora infine bianche, con calcite, con quarzo e con felspato prevalenti.

Le varie zone appaiono abbastanza nettamente distinte sia con l'esame ad occhio nudo della roccia, sia con l'esame delle sezioni sottili. Qualche volta poi il passaggio da una zona all'altra è assolutamente brusco. Di guisa che ogni zona richiede una separata descrizione.

L'andamento delle zone non è parallelo al contatto con la pegmatite, ma all'andamento generale della lente di calcifiro, ossia all'andamento generale delle zone delle forme zonate che abbiamo prima descritte. La iniezione pegmatitica e la propagazione dell'agente metamorfosante avvenne lungo le originarie zone della roccia, rispondenti pure alle tracce di scistosità che essa presentava e presenta.

In generale la grana della roccia è piuttosto fina e serrata. Va facendosi alquanto più grossolana presso il contatto con la pegmatite, dove spesso si hanno forme ad orneblenda, ad epidoto, a granato in cristalli bene isolati e di discrete dimensioni, assolutamente caratteristiche.

Le zone verde scuro, in cui predomina l'orneblenda, sono fra le più abbondanti.

In sezione sottile vi si riconoscono come componenti preponderanti l'orneblenda ed un plagioclasio; subordinato l'epidoto; in scarsissima quantità la biotite, la titanite, l'apatite, la calcite. L'aspetto generale della roccia ricorda quello di una diorite.

L'orneblenda si trova in individui piuttosto grandi, con netta tendenza allo sviluppo idiomorfo. Pleocroismo da verde giallognolo, a verde erba e verde azzurro non scurissimi. Estinzioni $c:\mathfrak{C}$ di circa 18°-19°.

Il plagioclasio, pure in individui discretamente estesi, di sviluppo irregolare, appartiene ad un termine dall'andesina basica. Infatti nei diffusissimi geminati secondo la legge dell'albite le estinzioni nella zona normale a $\{010\}$ raggiungono valori massimi di 24°, e nei confronti col balsamo si ha sempre $\alpha' > n$.

L'epidoto è sempre intimamente riunito all'orneblenda. Si presenta in individui irregolarissimi, col consueto aspetto cribroso, debolmente verdognoli in sezione.

La biotite è scarsissima e spesso alterata in clorite. È essa pure sempre collegata all'anfibolo. Relativamente abbondante invece la titanite, diffusa in tutta la zona, col solito aspetto d'uova d'insetto e leggermente pleocroica.

Irregolare è la diffusione dell'apatite e la calcite, che in qualche sezione mancano interamente.

Da queste zone ad orneblenda prevalente si passa spesso in modo brusco a zone essenzialmente epidotiche. Il confine tra le due zone a contatto è spesso reso più netto dall'esistenza di un sottile strato formato da aghetti di un anfibolo chiarissimo, di tipo actinolite, adagiati secondo la superficie di contatto.

L'esame microscopico delle zone epidotiche mostra sempre, insieme con l'epidoto prevalente, un anfibolo di tipo actinolite, verde chiarissimo in sezione, e specialmente abbondante verso il contatto con la zona orneblendica vicina, un plagioglasio, titanite e calcite. I caratteri di questi ultimi minerali, molto subordinati per quantità ai primi due, sono eguali a quelli ricordati per l'altra zona.

Le zone verde chiaro pirosseniche si mostrano invece quasi esclusivamente costituite da un pirossenico monoclino di tipo diospide, debolmente verde o pressochè incoloro in sezione.

Le zone rosee sono costituite sempre da quarzo, in quantità più o meno grande, da pirosseno e da granato, essi pure in quantità variabile, e da altri minerali ancora, come epidoto, titanite, apatite, scapolite, zircone, aventi una distribuzione ancor più irregolare.

Il quarzo di queste zone ha una struttura oltremodo caratteristica. Si presenta finamente diviso e frantumato, con frammenti allungati in senso parallelo alla zona, a contorni fittamente dentellati e bellissime estinzioni ondulate. Osservando il minerale a nicols incrociati, esso presenta l'aspetto di una corrente che scorra tra le due zone vicine come un fiume tra le due sponde, e questa curiosa apparenza è aumentata dal fatto che, là dove le zone confinanti hanno qualche sporgenza, ed intorno ai più grandi individui d'altri minerali inclusi nel quarzo, tale corrente s'incurva quasi contornasse regolarmente l'ostacolo ad essa frapposto e si schiacciasse tra due massi vicini. Nell'insieme, si riceve l'impressione che la grandiosità di questa struttura dinamometamorfica sia sproporzionata a quella che si osserva negli altri componenti della roccia, sebbene non manchino neppure in questi le tracce di forti deformazioni meccaniche, e vien fatto di pensare che tale struttura sia in qualche modo originaria.

Il pirosseno contenuto in queste zone quarzose è sempre di tipo diopside; ha un color verde glauco abbastanza sensibile anche in sezione sottile ed un pleocroismo quasi impercettibile tra verde, verde giallognolo e verde azzurro. Estinzione $c : \mathfrak{C} = 39°$. Frequentissimi i geminati polisintetici, con fine e fitte lamelle di geminazione, probabilmente dovuti a dinamometamorfismo. Gli individui pirossenici inclusi interamente nel quarzo hanno sempre contorno arrotondato, e frequentemente presentano forme che svelano una profonda azione di riassorbimento, perchè sembrano residui di corpi sciolti nel quarzo. Frequentissimo è il caso che gli individui pirossenici siano circondati da un anello più o meno regolare formato di granato rosso-bruniccio (Vedi Tav. XI, fig. 4).

Il granato, che impartisce il suo colore a tutta la zona, abbonda esso pure nelle sezioni. Rosso in massa, appare, come dicemmo, roseo-bruniccio in sezione. Si presenta in individui di solito molto irregolari ed anch'essi a contorni arrotondati e sinuosi come se il minerale fosse stato profondamente intaccato dal quarzo.

Alquanto subordinato è l'epidoto, che è spesso associato al pirosseno. Diffusissimi in esso le forme cribrose caratteristiche ed ancor più le associazioni di tipo mirmechitico o micropegmatitico col quarzo. Contiene pure non rare inclusioni di granuli di calcite.

Nulla di particolare presentano la titanite e l'apatite, che si trovano quasi esclusivamente nei punti dove abbonda l'elemento granato-pirossenico e scarseggia il quarzo. I rari, piccoli cristallini di zircone son esclusivamente inclusi nel quarzo. Interessante invece la presenza di un minerale di tipo scapolite, in quantità però scarsissima, ed esso pure, almeno apparentemente, intaccato a fondo dal quarzo. Si trova in piccoli individui incolori, con estinzione parallela alle tracce di sfaldatura longitudinale ed allunga-

mento negativo. Le sezioni basali mostrano evidente una sfaldatura a maglie quadrate ed un'immagine assiale uniassica abbastanza ben distinta, naturalmente negativa. La sua rifrazione non pare molto diversa da quella del quarzo. Frequente in esso un'alterazione abbastanza profonda in un aggregato lamellare, con lamelle disposte parallelamente all'allungamento originario del minerale, torbido e disadatto ad ulteriori osservazioni.

Nei tratti di queste zone in cui non arriva abbondante la iniezione quarzosa, prevalgono nettamente il pirosseno ed il granato, in grandi individui variamente associati e ricchi di inclusioni di titanite, di apatite, ecc. La calcite in questi casi è presente con discreta frequenza.

c. *Calcifiri della Foppaccia e dell'Alpe Castelletto.*

Le due lenti di calcifiro, che abbiamo segnalato a sud-ovest della Foppaccia e sopra l'Alpe Castelletto, entrambe sul versante settentrionale del M. Bassetta ed a poca distanza dalla massa dioritica di questo monte, sono entrambe degne d'interesse perchè rispondono al tipo più diffuso e sotto vari riguardi più notevole della lente di Brugo.

Esse possono difatti qualificarsi per calcifiri ad humite ed olivina con flogopite e spinello subordinati, ed assomigliano in modo perfetto alle forme con humite diffusa che abbiamo descritto a Brugo.

La roccia, a varia grana, presenta tutte le varietà già notate e la stessa tinta d'insieme, calda ed elegante, tanto alla Foppaccia che all'Alpe Castelletto, dove non mancano per altro anche le forme pure.

L'esame microscopico delle sezioni, sussidiato dal controllo chimico, mostra anche in questi due casi che la calcite prevale nettamente fra i componenti carbonati, con tutti i particolari strutturali consueti.

Fra gli altri elementi estranei ai carbonati, prevale il minerale humitico, di color giallo aranciato più o meno intenso, rappresentato da granuli tondeggianti di non grandi dimensioni. In alcune sezioni scarseggiano le geminazioni; in altre invece abbondano e permettono di riconoscere che le estinzioni a : a hanno valori sempre molto alti, ossia non inferiori mai a 22° e qualche volta giungenti sino 33°-34°. Si tratta dunque ordinariamente di condrodite. Per la natura specifica di questo minerale il calcifiro delle due lenti qui esaminate si avvicinerebbe dunque alle varietà raccolte all'estremità più alta della lente di Brugo.

Con la condrodite è diffusa anche l'olivina, associata con quella od in granuli tondeggianti, col solito aspetto.

La flogopite non è abbondalissima e così pure lo spinello, che in nulla differiscono da quelli prima descritti. Frequentemente la flogopite è alterata, con formazione del minerale cloritico ordinario.

d. *Calcifiri di S. Giorgio di Novate.*

Le lenti calcaree che affiorano ad est di S. Giorgio, lungo le propaggini della Cima di Provinaccio, rappresentano la più importante massa di simili rocce che si noti nella nostra regione, ed anche in via assoluta sono da considerarsi come una ragguardevole formazione, che non sfuggì, non ostante la sua posizione poco accessibile, all'attenzione degli abitatori della regione. Questi infatti si servirono qualche volta in tempi passati delle varietà più pure del calcare per fabbricare la calce.

La formazione comprende quattro lenti principali, di cui almeno una estesa per varie centinaia di metri con lo spessore non inferiore ad una diecina.

Salendo pel sentiero che da Campo conduce a S. Giorgio per il vallone altre volte ricordato, sotto l'abitato di S. Giorgio, a circa 600 m. sul mare, si incontra l'estremità inferiore della prima lente, costituita da un calcifiro ricchissimo di minerali estranei. Un secondo affioramento della stessa lente è tagliato dalla strada molto più in alto, a circa 700 m., vicinissimo a S. Giorgio. Procedendo poi da S. Giorgio verso la piccola presa d'acqua che trovasi nel valloncello, detto valle del Frate, ad est del paese, si incontrano ben distinte altre tre lenti. L'ultima di queste attraversa di sbieco, come un'ampia fascia trasversale, i dirupi imminenti alla strada che sale a S. Giorgio e formanti il fianco destro dell'erto vallone che scende dalla Cima di Provinaccio (Vedi fig. 10).

Fig. 10.

Dirupo sul fianco del vallone del Frate, ad est di S. Giorgio.
(*c-c* = banco calcareo; *p-p* = roccia pirossenica in lenti nel calcare; *g-g* = filoncello di granito attraversante il banco)

L'andamento di queste lenti, concordante con quello dei gneiss che le contengono, è all'incirca N. 30° W, con inclinazione forte a NE. Si ha dunque localmente una notevole deviazione della direzione generale degli scisti della zona, che, come più volte dicemmo, è di poco oscillante intorno alla E-W. Nei gneiss a contatto con la parte inferiore della lente più bassa si nota anzi la presenza di numerose contorsioni, che appaiono esse pure come un'eccezione nella disposizione generalmente molto regolare dei banchi gneissici della regione.

Ma il fatto più interessante del giacimento di S. Giorgio sta nello sviluppo, attraverso le lenti di calcifiro, dei banchi della roccia eruttiva pirossenico-anfibolica che abbiamo precedentemente descritto e nella esistenza di almeno due bellissimi filoni di granito di S. Fedelino che, con direzione sensibilmente est-ovest attraversano sia la roccia verde ora ricordata, sia le lenti di calcifiro (Vedi fig. 10).

La strada di S. Giorgio, nell'ultimo suo tratto sotto l'abitato, si svolge sopra un'interessantissima alternanza di affioramenti di calcifiro, di roccia eruttiva pirossenica e di granito. E dalla strada guardando in alto gli imminenti e grandiosi dirupi della Cima di Provinaccio si scorgono perfettamente i due filoni granitici ora ricordati, uno più potente, l'altro (quelle fotografato) più sottile e assottigliato alla sua estremità superiore, che attraversano le formazioni, salendo a collegarsi con un bancone granitico soprastante.

L'andamento della parte superiore di questi filoni, che taglia la lente più estesa dei calcari di S. Giorgio, e specialmente il filone orientale, più potente, non è agevolmente esplorabile, perchè si svolge sopra una parete quasi a picco. Tuttavia il tratto dell'affioramento vicino all'estremità superiore del filone minore potè essere direttamente osservato.

Come mostra la fotografia qui riprodotta, la lente di calcifiro contiene in questo tratto numerose lenti minori della roccia eruttiva pirossenica già destritta, e di quest'ultima si osserva, a sinistra del vallone del Frate, un ampio sviluppo. Il filoncello granitico attraversa indifferentemente l'una e le altre, e lungo la linea del contatto si manifestano nel calcifiro forme affatto analoghe, nei loro caratteri generali di struttura e di composizione, a quelle notate a contatto col filone pegmatitico nel giacimento di Brugo. Forme speciali si manifestano anche lungo il contatto tra la roccia pirossenica ed il calcifiro, ma in questo caso sembrano, rispetto alla roccia eruttiva, piuttosto modificazioni endomorfe che esomorfe.

Intorno alla struttura ed alla composizione delle diverse varietà dei calcari cristallini e dei calcifiri di S. Giorgio diremo che, nelle linee generali, si ripetono a S. Giorgio, in più grandi proporzioni, tutti i tipi principali che abbiamo notato a Brugo, e spesso con assoluta identità di caratteri. Ciò che ci dispensa dal dilungarci troppo nella descrizione di esse. Come non mancano a Brugo calcari cristallini sensibilmente puri, si trovano a S. Giorgio varietà di grande purezza, che servirono appunto alla produzione della calce, compiuta per altro su piccolissima scala. Sono frequenti le forme a tremolite, come pure le forme a diopside e flogopite, e, sopra tutto, quelle ad olivina ed humite. Si notano ancora le forme zonate ricche di spinello e, oltre a queste, sono molto più diffuse che a Brugo i calcifiri a wernerite, sebbene anche qui abbiano uno sviluppo di carattere piuttosto localizzato.

1. *Forme a tremolite ed anfibolico-pirosseniche.* — Le forme a tremolite, spesso affatto identiche a quelle del calcifiro di Brugo, sono frequenti nella lente più occidentale e più bassa. Anche col semplice esame ad occhio nudo vi si scorgono rosette o straterelli di anfibolo bacillare, incoloro, tremolitico. Con l'esame microscopico, oltre all'anfibolo incoloro, col solito aspetto e con estinzioni $c : C$ non superiori a 15,° si riconosce più agevolmente la presenza non infrequente di lamelle di flogopite quasi incolora in sezione, a viva birifrazione e sensibilmente uniassica.

Insieme con queste varietà molto simili a quelle di Brugo, si hanno a S. Giorgio calcifiri con tremolite associata ad una discreta quantità di pirosseno monoclino di tipo diopside, in cui non di rado si trova anche qualche granulo di olivina.

2. *Forme a pirosseno e flogopite verde.* — Una varietà abbastanza diffusa a San

Giorgio, che a Brugo è presente solo in via eccezionale, è rappresentata da un calcare cristallino a grana molto grossa, passante quasi ad una forma spatica per il grande sviluppo degli individui calcitici, in cui si trovano diffusi uniformemente un pirosseno monoclino di color verde-mare abbastanza intenso ed una flogopite di colore pure verde e non molto diverso, in individui sensibilmente idiomorfi e di dimensioni discrete. Questa picchiettatura verde brillante, sul fondo bianchissimo della roccia, impartisce ad essa un aspetto molto elegante.

L'esame microscopico delle sezioni permette di riconoscere nella parte costituita essenzialmente da calcite la solita struttura, con tracce sensibili, se non grandissime, di deformazione meccanica. Il pirosseno, verde chiarissimo in sezione e quasi privo di pleocroismo, con estinzioni $c : C$ di circa 40,° presenta sempre i caratteri del diopside. La mica, frequentemente verde-glauco in massa, e talvolta anche del più consueto color bronzato, è quasi incolora in sezione. Anche le lamine verdi sono vivacemente birifrangenti, e sempre sensibilmente uniassiche e negative. Trattasi dunque anche in questo caso di flogopite. Assai di frequente le lamelle flogopitiche sono incurvate e contorte, mentre gli individui pirossenici non mostrano tracce evidenti di deformazione.

Talvolta da queste forme, che abbondano specie in vicinanza dei filoni granitici e verso l'estremità orientale delle lenti, si passa alle precedenti, per aggiunta di quantità variabili di un anfibolo quasi incoloro, di tipo actinolitico-tremolitico.

3. *Forme ad olivina e ad olivina e spinello.* — Frequenti assai anche a S. Giorgio sono i calcifiri ad olivina, con un contenuto più o meno abbondante di questo minerale, fresco o serpentinizzato. Le varietà ad olivina fresca sono chiare; le varietà ad olivina alterata presentano talvolta un colorito piuttosto scuro, con tutti i passaggi dalle une alle altre. La grana è varia.

Al microscopio si osservano le solite strutture nella calcite, e pare scarsissima, se non mancante, la dolomite. In alcune di queste forme si notano forti deformazioni meccaniche anche nell'elemento carbonato, e là dove abbondano i minerali estranei una grana minuta, cataclastica.

L'olivina si trova costantemente in granuli tondeggianti del più tipico aspetto. Frequente la presenza di inclusioni goccioliformi irregolari, allungate ordinariamente tutte in una direzione. In alcune pare che si trovi un libella ben distinta. Il minerale si trova in tutti gli stadi dell'alterazione serpentinosa, la quale è accompagnata dalla solita separazione di granuli abbondanti di un minerale nero, opaco. Qualche volta si osservano gruppi di granuli olivinici, separati, ma rigorosamente isoorientati, come se fossero il residuo di un unico individuo originario.

Non di rado nelle forme ad olivina si trovano anche piccole quantità di spinello, con l'ordinario suo aspetto.

In via affatto eccezionale furono osservate varietà con uno spinello roseo-violaceo in individui piuttosto vistosi. Si raccolsero campioni di roccia con ottaedri di questo spinello, isolati dalla erosione atmosferica, di 7-8 millimetri di diametro.

Si hanno poi varietà, affatto simili a quelle di Brugo, con olivina, spinello azzurro-verde, pirosseno e flogopite.

4. *Forme ad humite.* — Grandissima e degna di notevole interesse è anche a S. Giorgio la diffusione di minerali humitici nei calcifiri. Le varietà ad humite diffusa, simili nell'aspetto ai calcifiri olivinici, e, in minor proporzione, le varietà zonate sono forse le le forme più abbondantemente sviluppate in tutte le lenti di S. Giorgio.

Ricorderemo innanzitutto una varietà ad humite chiara, che a Brugo manca od è affatto eccezionale. La roccia, a grana piuttosto grossa, presenta qua e là plaghe e zone che appaiono come lardellate da numerosi individui di 2-3 mm. di diametro, con due facce ben disegnate di un color giallo-miele o giallo-verdognolo chiaro. Tali individui, che per alterazione passano ad una tinta verdognola di crisotilo, perdendo la originaria lucentezza quasi vitrea per prenderne una grassa, mostrano abbastanza distinta una sfaldatura parallela alla copia di facce che li limita. L'alterazione superficiale isola bene questo minerale, e libera pure numerose lamelle flogopitiche bionde o verdi.

In sezione la roccia appare formata in grande prevalenza da calcite (è interamente solubile in HCl diluito e freddo) con l'ordinaria struttura. Il minerale giallognolo si presenta in individui discretamente grandi, con chiaro sviluppo di due sole facce ed un vasto reticolato di fessure irregolari, le quali però non mascherano interamente le sottili tracce di una sfaldatura parallela alle facce stesse (Vedi tav. X, fig. 5). Il minerale è quasi assolutamente incoloro in sezione sottile e somigliantissimo pel suo aspetto all'olivina. L'estinzione è parallela alle facce ed alle tracce di sfaldatura. Ma nell'esame a luce convergente si riconosce con tutta sicurezza che il piano degli assi ottici, invece di essere normale alle tracce della sfaldatura più marcata, come dovrebbe accadere nell'olivina, è parallelo ad esse ed alla coppia di facce che il minerale presenta. Tale orientazione ottica risponde a quella della humite. Si tratta dunque di una forma ad humite, la quale dimostra che nei calcifiri della valle della Mera sono presenti tutti e tre i termini della serie delle humiti.

In alcune varietà questo minerale si mostra leggermente tinto in giallo, avvicinandosi anche pel colore agli altri minerali del gruppo. L'alterazione in serpentino si osserva in tutti i gradi del suo sviluppo.

Insieme alla humite si trova una quantità variabile, ma sempre subordinata, di flogopite, con pleocroismo indistinto o appena percettibile da incoloro a bruno-giallognolo chiarissimo, e perfettamente uniassica. Eccezionale la presenza di un po' di pirosseno e di un po' di tremolite.

Ma nella infinita maggioranza dei casi le varietà a minerale humitico rispondono al tipo prevalente anche a Brugo, ossia contengono un minerale humitico, di color giallo bruno o giallo-arancio più o meno intenso in massa, e sensibilmente colorato anche in sezione, isolato od associato alla olivina.

La roccia presenta grana varia, ma sempre piuttosto grossolana, e la calcite vi appare come l'elemento prevalente su tutti. Notansi qualche volta a S. Giorgio nella pasta calcitica delle plaghe regolarmente esagonali riempite da calcite a grana minutissima, che danno l'idea di cavità ulteriormente riempite.

L'olivina vi si trova in individui di medie dimensioni tondeggianti o irregolari, contenenti spesso inclusioni di calcite in granuli di discrete dimensioni e sciami delle solite inclusioni minute goccioliformi. Queste ultime inclusioni sono sempre disposte a formare specie di fasce o di zone attraverso gli individui olivinici, sono sempre allungate nella stessa direzione o sembrano formate da piccole cavità riempite da un minerale poco rifrangente. Frequente un principio di serpentinizzazione.

Il minerale humitico ha sempre una tinta gialla più o meno intensa ed un pleocroismo ben percettibile. Gli individui di questo minerale sono talvolta di forma molto irregolare, ma più spesso hanno l'aspetto di quelli della humite precedentemente descritta, ossia presentano due facce ben sviluppate. Frequenti sono i geminati formati da 3-4 o, raramente, più lamelle di geminazione polisintetica. Su questi geminati, come sugli individui

in cui si riconoscono le tracce della coppia di facce ricordata, si constata che l'estinzione è inclinata e che l'angolo d'estinzione a : a è compreso tra 8° e 10° circa. Si tratta dunque sempre di clinohumite. Non rara anche a S. Giorgio è l'associazione intima fra questo minerale e l'olivina, che si trovano concresciuti regolarmente l'uno nell'altra. Come pure è frequente una distribuzione affatto irregolare, non accompagnata da alterazione negli altri caratteri ottici, della tinta gialla più o meno intensa del minerale, anche attraverso le varie lamine di un poligeminato.

In queste rocce ci parve pure di notare un modo qualche volta nettamente diverso di alterazione della olivina e della clinohumite. Mentre quella si altera nel modo più normale in un serpentino fibroso a bassissima birifrazione, gli individui clinohumitici si presentano spesso come sventrati per la formazione di un serpentino lamellare, in lamine relativamente grandi e dotati di una birifrazione alquanto meno bassa.

Qualche volta ancora gli individui clinohumitici sembrano parzialmente pseudomorfosati per modellamento da calcite. Una parte del cristallo sembra scomparsa e sostituita da quest'ultimo minerale in un aggregato di piccoli individui.

Subordinatissimi, o affatto eccezionali, in queste varietà la tremolite ed il pirosseno. Alquanto più frequenti lo spinello e la magnetite.

Da queste forme si passa, come già dicemmo, a forme nettamente zonate, ricordanti quelle descritte a Brugo, in cui si hanno zone molto ricche del minerale humitico collegato a molto spinello. Nulla di speciale si nota in queste forme, e per la loro descrizione ci si può richiamare a quelle fatte per i calcifiri di Brugo.

5. *Forme a pirosseno e granato.* — Non lontano dal contatto tra le lenti calcaree e le rocce eruttive pirosseniche che abbiamo più volte ricordato, abbondano nel calcifiro forme a pirosseno e granato prevalenti, che sono degne di menzione, non soltanto dal punto di vista petrografico, ma anche da quello puramente mineralogico. Infatti, se non mancano in esse varietà a grana media o minuta affatto normali, non mancano neppure varietà a grana grossissima, che presentano begli esemplari cristallizzati di granato grossularia, torbidiccio ma di un elegantissimo color rosa-carne, e di pirosseno diopside di tinta più o meno intensa, ma talvolta di un bel verde mare. E si tratta talvolta, e specialmente pel pirosseno, di cristalli di parecchi centimetri di lunghezza.

In maggior vicinanza della roccia eruttiva si sviluppano poi forme in cui l'elemento calcareo scompare quasi interamente ed appaiono invece altri minerali, pure rappresentati da individui di notevoli dimensioni, e fra questi specialmente l'epidoto. Nella roccia eruttiva stessa si hanno varietà in cui, agli elementi consueti della roccia, si aggiunge pure l'epidoto.

6. *Forme a wernerite.* (Vedi tav. XI, fig. 2). — Nel calcifiro a contatto coi filoni granitici si osservano, come già si disse, forme affatto aberranti, che ricordano quelle da noi descritte lungo i contatti delle lenti di Brugo con la pegmatite. Fra queste forme ricordiamo innanzitutto un calcifiro a wernerite di aspetto affatto caratteristico.

La roccia, ch'è ancora interamente compresa entro il calcifiro, presenta una bella zonatura, con zone verdognole, anfibolico-pirosseniche, alternate a zone calcaree a grana varia, spesso grossolana, qua e là lardellate da larghe lamine di flogopite.

In sezione sottile, le zone ricche di minerali estranei, insieme a molto pirosseno monoclino verde-chiarissimo, mostrano un pò di anfibolo di tipo actinolite, verde-chiaro, e straterelli continui di wernerite.

Questo minerale è formato da granuli a contorno estremamente irregolare, incolori, con rifrazione bassa e tracce di sfaldatura, che su alcune sezioni formano una rete a maglie quadrate. I colori d'interferenza sono caratteristicamente incerti, sebbene sempre d'accordo con una birifrazione non bassa. Sulle sezioni basali, facilmente rintracciabili per la sfaldatura ed i colori d'interferenza, si riconosce a luce convergente una bella immagine assiale uniassica con carattere ottico negativo.

Nella wernerite, come nel diopside e nell'anfibolo, sono inclusi molti cristallini di titanite, col consueto loro aspetto. A questi minerali si aggiunge in piccola quantità l'epidoto.

Un'altra forma a wernerite fu raccolta alla estremità inferiore dell'affioramento della lente più bassa, lungo il sentiero che risale dal fondo del vallone verso l'abitato di San Giorgio. La roccia, ancora essenzialmente calcitica, contiene però numerose lenticciole e straterelli quarzosi, che rammentano pel loro andamento quelli notati nei calcifiri zonati a contatto con la pegmatite di Brugo. Anche macroscopicamente la roccia appare abbastanza chiaramente zonata e la sua composizione complessa.

L'esame microscopico delle sezioni sottili permette di riconoscere, insieme alla calcite, che si trova in individui con irregolarissimo sviluppo e spesso fortemente deformati per azione meccanica, abbondanti straterelli di quarzo, pirosseno monoclino e wernerite, e fra i minerali accessori l'epidoto e la titanite assai diffusi.

Il quarzo, senza giungere ad un grado di deformazione meccanica ed ottica paragonabile a quello descritto pel calcifiro zonato di Brugo, è anche qui minutamente frantumato e presenta costantemente estinzioni ondulate caratteristiche. Gli altri minerali ricordati si sviluppano nella roccia quasi sempre in vicinanza e lungo i bordi di questi straterelli quarzosi. Predomina fra essi il pirosseno monoclino, che ha, come sempre, i caratteri del diopside e che è molto spesso poligeminato, con minute lamelle di geminazione.

Poco meno abbondante del pirosseno è la wernerite, la quale si presenta in individui variamente sviluppati, a contorno tondeggiante, con belle forme basali che mostrano il caratteristico reticolato di sfaldatura e l'immagine assiale uniassica del minerale. Non di rado la wernerite dà luogo a curiose associazioni col quarzo, che ricordano molto da vicino i concrescimenti mirmechitici di questo minerale col felspato. Tali associazioni non furono riscontrate però che su alcune delle sezioni.

La titanite, come al solito, si trova inclusa in tutti i componenti della roccia, e specialmente nel pirosseno. L'epidoto non è molto frequente: presenta gli ordinari suoi caratteri.

7. *Forme di contatto col granito e con le rocce includenti.* — Lungo il contatto del calcifiro col granito e con le altre rocce includenti non di rado si osservano, come a Brugo, delle venuzze iniettate nel calcifiro e quasi interamente costituite da minerali estranei, e forme zonate, con le più grandi varietà di composizione anche in zone vicinissime. Ricorderemo brevemente alcune fra le più tipiche di queste.

Sono frequenti nella lente più alta di S. Giorgio, in valle del Frate, vene felspatico-epidotiche intercalate al calcifiro lungo il contatto di questo coi gneiss includenti. Al microscopio la roccia appare formata da un aggregato di individui felspatici di medie dimensioni, fra l'uno e l'altro dei quali si sviluppa, quasi a guisa di cemento, l'epidoto.

Il felspato, tutto plagioclasio e sempre geminato secondo la legge dell'albite,

con estinzioni simmetriche massime di 15°-16° ed a' sempre superiore ad n del balsamo, pare riferirsi ad un termine andesina.

L'epidoto, leggermente giallognolo in sezione, con nuclei intensamente colorati, pleocroici, di tipo ortite, è irregolarmente sviluppato.

Accessori la titanite col solito aspetto e l'apatite in bei prismetti regolarissimi.

Qualche volta la striscia di contatto è costituita da una roccia che ha un colore d'insieme bianco-verdognolo ed in cui si riconoscono già ad occhio nudo numerosi individui ortitici, di color bruno scuro e molto lucenti, titanite e rutilo. In sezione sottile si rivela che la roccia è prevalentemente costituita da felspato, mentre la calcite manca interamente e numerosi sono i minerali accessori.

L'elemento felspatico appare costituito in questo caso da almeno due specie diverse: un plagioclasio e microclino.

Il plagioclasio, molto abbondante, si presenta in individui di forma e sviluppo molto irregolari, costantemente geminati secondo la legge dell'albite, o con le due leggi albite e periclino. Talvolta gli individui mostrano anche una zonatura abbastanza distinta, con zone alternanti di maggiore o minore acidità. Le estinzioni nella zona normale a $\{010\}$ raggiungono un valore massimo di 10.° Nei confronti col balsamo a' appare sempre maggiore di n. Si tratta dunque di un termine oligoclasio-andesina (vicino ad $Ab_2\ An_1$) o poco più basico. Frequenti le tracce di una deformazione meccanica ed un principio di alterazione.

Affatto subordinato è il microclino.

I granuli felspatici sono circondati spesso in modo assai regolare da clorite di color verde-mare, appena percettibilmente pleocroica, con bassissima birifrazione. Essa deriva dall'alterazione della biotite, di cui esistono ancora nelle sezioni scarse lamelle inalterate.

Gli elementi accessori della roccia sono rappresentati da anfibolo, epidoto, ortite, titanite, rutilo, apatite, zircone e pirite.

L'anfibolo si presenta in fascetti di cristalli sottili, quasi aciculari, di color verde-glauco e pleocroismo piuttosto debole, e con estinzioni $c : \mathfrak{C} = 20°\text{-}22.°$

L'epidoto si trova diffuso qua e là, sempre collegato alla clorite, in gruppetti di granuli assai regolari, ed appare come un prodotto d'alterazione della biotite. Diverso aspetto presenta invece l'ortite, che è relativamente molto abbondante ed è costituita da individui prismatici, di notevoli dimensioni, con sottile bordo clinozoisitico. Il pleocroismo del minerale è fortissimo nei toni del bruno-marrone e del grigio-violaceo.

Abbastanza abbondante, sempre come elemento accessorio, è la titanite. Sciami di granuli col solito aspetto d'uova d'insetto, di colore leggermente bruniccio e pleocroismo appena percettibile, accompagnano spesso gli individui ortitici ed il rutilo. Quest'ultimo minerale è rappresentato da prismetti, relativamente grandi, di color giallo-aranciato intenso verso il centro e giallo-verdognoli alla periferia.

Rara l'apatite. Diffuso invece lo zircone in minutissimi cristalli, che, quando sono inclusi nella clorite e nella biotite, sono circondati da una grande aureola bruna pleocroica. Scarsa la pirite, spesso limonitizzata.

All'estremità opposta dell'affioramento, ossia verso l'estremo inferiore della lente più bassa del calcifiro, al contatto coi gneiss includenti si osservano rocce che hanno una grandissima somiglianza con quella ora descritta. Ciò che dà alla roccia un significato di notevole importanza.

L' aspetto esterno della roccia riproduce esattamente quello notato per i campioni presi nel vallone del Frate. Si tratta di una forma essenzialmente felspatica, compatta, con tinta d' insieme verdognola. Visibilissimi sempre numerosi granuli di minerali accessori molto vari, fra i quali ben riconoscibili quelli di titanite e di ortite.

L' esame microscopico permette di riconoscere che anche in questo caso l' elemento felspatico non è interamente rappresentato da plagioclasio, perchè si osservano rari individui di microclino, distinti, oltre che dalla caratteristica struttura a grata, dal basso potere rifrangente.

Il plagioclasio, geminato e zonato come nella roccia precedente, pare alquanto più basico, perchè ha estinzioni simmetriche massime di 18.° Si tratta probabilmente di andesina.

Fra gli elementi subordinati la roccia contiene anche un pirosseno monoclino, leggermente verdiccio, con estinzione $c : \mathfrak{C} = 40,°$ scarso e ordinariamente alterato in un anfibolo fibroso, di color verde-mare, in fasci di aciculi, con estinzioni di 15.°

Abbonda anche in questa roccia la clorite involgente i felspati, ma essa è subordinata per quantità alla biotite inalterata, di color bruno-verdastro intenso.

L' epidoto accompagna ancora in piccola quantità la clorite, come probabile prodotto d' alterazione della mica. L' ortite è rappresentata da grandi individui prismatici, a contorno quadrilatero, con sottile bordo di clinozoisite.

Il colore di questo minerale è molto scuro, con forte pleocroismo nei toni del bruno-verde e del bruno-marrone, e spesso con una evidentissima gradazione violacea dovuta probabilmente alla presenza di titanio. Anche in questa roccia infatti l' ortite è spesso evidentemente collegata a sciami di individui di titanite, i più grandi dei quali contengono un nucleo di rutilo ben determinabile.

Relativamente abbondante l' apatite e diffusissimo ancora lo zircone, incluso senza esclusione in tutti gli altri componenti ed accompagnato da grandi aureole pleocroiche nella biotite e nella clorite. L' abbondanza dello zircone in tutte le sezioni di queste rocce appare veramente eccezionale e caratteristica.

Le sezioni praticate nelle parti della roccia che si sfumano direttamente con la massa del calcifiro mostrano sempre gli stessi caratteri, ma in esse compaiono quantità varie di calcite.

Invece nelle sezioni praticate in vicinanza del passaggio da questa roccia al gneiss includente si nota quasi sempre la presenza dell' orneblenda e del quarzo. Il plagioclasio vi è sempre prevalente, con termini compresi fra l' oligoclasio basico e l' andesina, e frequenti strutture zonate. Il quarzo forma lenticelle e straterelli con forte deformazione meccanica e circonda spesso in sottile zona i maggiori individui felspatici. La sua distribuzione è alquanto irregolare.

Ancor più irregolare la distribuzione dell' orneblenda, la quale si trova ordinariamente concentrata in zone di colore verde intenso. L' orneblenda è rappresentata da individui più o meno regolari formati sempre da un nucleo con forte pleocroismo da giallo-verde chiaro a verde-erba e verde-azzurro cupo circondato da una bordatura di colore verde-mare assai più chiaro, spesso nettamente cuspidata.

Il pirosseno, l'epidoto, l'ortite, la titanite, l'apatite conservano i caratteri che presentano nel resto della roccia e sono sempre diffusi press'a poco con la stessa frequenza e quantità.

Assai interessanti sono pure le forme che si sviluppano al contatto tra il calcifiro e le rocce eruttive pirossenico-anfiboliche della Cappelletta di S. Giorgio.
Tali forme hanno un colore d'insieme di un verde sempre piuttosto intenso, sebbene vari alquanto la gradazione della tinta. La grana, assai meno grossolana di quella ordinaria della roccia eruttiva è però alquanto incerta e passa rapidamente dalla fina alla media, alla grossa.

L'esame microscopico delle sezioni dimostra che i minerali prevalenti in queste rocce sono sempre il pirosseno ed il plagioclasio. A questi si accompagnano in varia abbondanza e molto irregolare distribuzione l'orneblenda, la calcite, il granato, la titanite, l'apatite, la magnetite.

Il pirosseno è tutto monoclino ed ha sempre i caratteri del diopside. Si trova in individui più o meno regolari e di dimensioni molto varie: talvolta si hanno aggregati interamente pirossenici di piccoli granuli, tale altra volta si osservano grandi individui irregolarissimi formati quasi a maglia contenente individui minori dello stesso pirosseno, di plagioclasio, di anfibolo, di titanite. Frequenti specialmente i grandi individui pirossenici contenenti numerosi piccoli individui orneblendici variamente orientati. E frequenti pure curiose associazioni pirosseno-anfibolo in cui gli individui anfibolici, spesso relativamente grandi e probabilmente autonomi, sono circondati da un nettissimo anello di pirosseno (Vedi tav. XI, fig. 3).

Il plagioclasio pare prevalentemente costituito da termini molto basici. La rifrazione e la birifrazione, relativamente molto alte, ne forniscono già per di sè stesse un indizio, ch'è pienamente confermato dalla misura degli angoli d'estinzione sulle larghe lamine di geminazione albitica nella zona normale a {010}: questi hanno infatti spesso valori massimi notevolmente superiori a 45.° Si tratta dunque di termini vicini all'anortite. In alcune sezioni invece pare che il plagioclasio sia alquanto meno basico.

Gli individui felspatici hanno di solito uno sviluppo abbastanza regolare, senza però mai giungere all'idiomorfismo, e le dimensioni sono uniformi. Non mancano però, come nel pirosseno, individui molto grandi, irregolarissimi, che si presentano tutti lardellati da cristalli pirossenici, anfibolici, ecc. Talvolta si hanno associazioni plagioclasio-pirosseno, a granuli reciprocamente inclusi, che si potrebbero quasi chiamar pegmatitiche.

Dopo questi due componenti, il più abbondante è l'orneblenda, che, se talvolta sembra paramorfa del pirosseno, in altri casi pare assolutamente autonoma. Si presenta infatti spesso radunata in certe zone della roccia ed è formata da grandi individui geminati, bene sviluppati. Il colore ed i caratteri ottici del minerale sono i consueti.

La calcite si osserva in qualche sezione in discreta abbondanza, ma sempre subordinata: in altre manca affatto.

Il granato, quasi perfettamente incoloro in sezione, è pure irregolarissimamente diffuso. È rappresentato da sciami di granuli informi e da grandi individui, spesso anch'essi, come i minerali precedenti, in associazione quasi poichilitica con gli altri elementi della roccia. Questa reciproca inclusione, che si osserva pressochè in tutti i componenti della roccia è forse il suo carattere strutturale più saliente e più degno d'attenzione.

Nulla di particolarmente degno di nota presentano la titanite, l'apatite, la magnetite, che sono i soli minerali dotati di uno sviluppo perfettamente idiomorfo.

c. *Calcifiro dell'Alpe Motto dell' Orso.*

Nei dirupati valloni, che, ad est dell'Alpe Motto dell' Orso sopra S. Cassiano, scendono dalla cresta del M. Matra, si potè osservare direttamente una lente di calcifiro compresa entro i gneiss profondamente metamorfici di quella località.

La roccia è rappresentata essenzialmente da un calcifiro a pirosseno molto somigliante a quelli già descritti sia a Brugo che a S. Giorgio. Sul fondo bianco del calcifiro si osservano numerosissimi individui verde-glauchi, che anche col semplice esame ad occhio si riconoscono per pirosseni. Il calcifiro ha nell'insieme una struttura grossolanamente saccaroide, ma non mancano anche passaggi a strutture diverse.

L'esame microscopico nelle sezioni permette di riscontrare nella roccia, oltre alla calcite prevalente, in individui piuttosto grandi e regolari, privi delle tracce di deformazione in altri casi notate, un pirosseno monoclino, pressochè incoloro in sezione, ed un plagioclasio, con scarsi elementi accessori (Vedi tav. X, fig. 6).

Il pirosseno, che ha gli ordinari caratteri del diopside, si presenta in individui abbastanza vistosi, a contorno alquanto arrotondato, e privi di geminazioni.

Il plagioclasio si trova in individui di dimensioni molto varie e sviluppo irregolare aggruppati spesso al pirosseno. Costante la poligeminazione secondo la legge dell' albite, che permette di determinare nelle sezioni normali a $\{010\}$ angoli massimi di estinzione non inferiori a 26°-27.° Si tratta dunque di un termine non più acido di una labradorite.

Gli elementi accessori sono rappresentati da qualche lamella di clorite, spesso adagiata sugli individui felspatici, e da qualche solfuro metallico, che nella maggior parte dei casi sembra pirrotite.

Interessanti sono le forme che si sviluppano lungo la zona di contatto fra il calcifiro ed i gneiss anfibolico-pirossenici che lo racchiudono. Di mano in mano che ci si avvicina alla roccia includente, nel calcifiro si trovano vieppiù numerosi, insieme ai componenti ordinari, il quarzo e l'orneblenda, ed il felspato va acquistando forme di concrescimento col quarzo di aspetto molto singolare.

Il quarzo si trova in granuli isolati od in plaghette lenticolari o stratiformi, quasi privi di estinzioni ondulate. L'orneblenda, co' suoi caratteri più consueti, viene addensandosi in zone ed in strisce a grana piuttosto fina, o mescolandosi variamente al pirosseno, col quale si trova anche concresciuta od associata in modo da apparire paramorfa di esso.

Il felspato, sempre plagioclasio, ma forse alquanto più acido di quello precedente, si trova in individui molto variamente sviluppati, e talvolta anche di notevoli dimensioni e tendenti ad una specie di idiomorfismo. Tanto i piccoli che i grandi sono spesso interamente pieni di inclusioni quarzose goccioliformi, in modo da presentare un curiosissimo aspetto minutamente cribroso. I granuli quarzosi inclusi nel felspato estinguono sempre o quasi sempre insieme. Si tratta di una esagerata associazione micropegmatitica o, meglio, mirmechitica, che non ci fu dato di osservare altrove in così caratteristico sviluppo, sebbene i felspati cribrosi dei gneiss cordieritici di S. Cassiano (Vedi tav. IX, fig. 4) vi si avvicinino notevolmente.

La roccia presenta ancora, con molto ineguale distribuzione, biotite, spesso essa pure cribrosa, e talvolta cloritizzata, titanite, apatite e solfuri metallici.

*
* *

Abbiamo così esaurito la descrizione di tutte le rocce che costituiscono la zona da noi chiamata di Verceia-S. Cassiano, ad esclusione del granito di S. Fedelino, che descriveremo nel capitolo seguente insieme con le forme filoniane, da esso evidentemente dipendenti. Rimarrebbero ancora alcune rocce filoniane, essenzialmente pegmatitiche, la cui colleganza col granito di S. Fedelino è molto dubbia o addirittura da escludersi; ma preferiamo rimandarne la descrizione alla fine, sia per la difficoltà che si ha appunto nel separarle con sicurezza dalle pegmatiti di questo granito, sia perchè formano in ogni caso una categoria distaccantesi in modo assai netto dalle rocce descritte fin qui, sempre più o meno chiaramente scistose.

V. Il granito di S. Fedelino.

1. Cenni generali.

Non mancano, fra le rocce della zona Verceia-S. Cassiano che abbiamo descritto nel capitolo precedente, rocce sicuramente eruttive. Si può anzi affermare che queste predominino e che i parascisti, come le forme di iniezione, certamente assai diffuse, abbiano uno sviluppo più limitato. Ma, salvo casi eccezionali da noi messi in debita evidenza, esse, come vedemmo, hanno una giacitura non chiaramente eruttiva e mostrano di aver subito tutte insieme potenti azioni di metamorfismo dinamico, venendo così a costituire, in certo modo, una unità tectonica.

Invece il granito di S. Fedelino, insieme al numeroso corteo di filoni differenziati o non differenziati che lo accompagnano, conserva chiarissimo nella sua giacitura e nelle relazioni con le rocce incassanti il documento della sua origine intrusiva. Esso infatti, anche nei punti dove la sua massa è più ampiamente sviluppata, si presenta sotto forma di potenti banconi in netta discordanza d'andamento con le rocce che lo includono; e dove poi si assottiglia in filoncelli od in vene, la sua forma d'intrusione è la più chiara che si possa immaginare (Vedi figure 8, 9, 10).

Difficile assai riesce il rappresentare sulla carta la massa del granito di S. Fedelino, ed i modi di segnatura adottati finora sulle carte geologiche della regione [11, 18, 51, ecc.] ne dànno un'idea molto diversa dallo stato reale delle cose. Difatti esso non può in nessun modo essere rappresentato come coprente una vasta area continua. Anche prescindendo dai numerosissimi filoni granitici, che affiorano a distanza più o meno grande dalla massa della Motta d'Avedè sopra Novate, che può ritenersi principale, e limitandoci a quest'ultima, è da notarsi che il granito si presenta sotto forma di potenti banconi sensibilmente paralleli, diretti press'a poco da nord a sud ed inclinati non fortemente ad est, separati da non meno potenti masse gneissiche. Di guisa che l'affioramento dei banconi granitici deve esser segnato sulla carta con una serie di strisce grossolanamente parallele; ed è ciò che abbiamo tentato di fare nel modo più somigliante al vero che ci è stato possibile nell'abbozzo di carta geologica accompagnante la presente memoria (Vedi pag. 46).

Solamente nelle immediate vicinanze di Novate, dove sono aperte le cave più potenti (Vedi fig. 11), queste, addentrandosi notevolmente nella massa granitica, non sono forse lontane dal raggiungere un punto dove diversi banconi, riempienti originarie fessure concorrenti, si fondono insieme in una massa di più grandiose dimensioni.

Fig. 11.

Le cave di Novate viste dai pressi dello sbocco della valle Codera.

Lungo il dirupato fianco sud-occidentale della Motta d'Avedè la formazione granitica sembra essere costituita da quattro potenti banchi principali sovrapposti, il cui andamento segna un'ampia curva con la convessità rivolta in alto e verso est. L'affioramento loro è bruscamente interrotto verso nord dalla incisura della valle Pioggiosa, che, come vedemmo antecedentemente, risponde alla traccia di una frattura di notevole importanza.

Verso sud-est invece l'affioramento dei tre banconi granitici più alti si sprofonda nella gola allo sbocco della valle Codera per risalire sul fianco del dosso di S. Giorgio e, sorpassato questo, attraversa la valle sopra i Mulini di Campo e giunge infine oltre il paese di Campo, dove si aprono le ultime cave all'estremo sud della formazione.

Un altro bancone affiora ampiamente entro la valle Codera, con un andamento sensibilmente parallelo ai primi. Esso attraversa la valle vicino al paese di Codera, e poi sale verso sud-est lungo le pendici sottostanti all'abitato di Cola, sorpassa il vallone di Revelaso, indi si svolge largamente sul versante occidentale della Cima di Provinaccio, molto più in alto del paesello di S. Giorgio (fig. 12).

Più addentro nella valle Codera, e precisamente all' altezza dell'Alpe Saline e dell'Alpe Bellenico, s' incontra il più alto degli affioramenti granitici di maggiore entità. Esso si svolge su entrambi i fianchi della valle Codera, ma specialmente sul fianco sinistro della valle, lungo le pendici più occidentali del Pizzo Brasciadega, in alto sopra l'Alpe Ganda. Dal ciglione montuoso soprastante a quest'alpe si è anzi staccata una grande frana di massi granitici di enormi dimensioni, e le cave che in questa località s' incontrano sono appunto praticate entro i massi della frana.

FIG. 12.

Il tratto inferiore della valle Codera visto dalle Alpi d'Avedè, col villaggio di Codera ed il M. Gruf sullo sfondo.

(Visibili in parte le frane granitiche presso le cave di Codera).

Di fronte a Novate Mezzola, sulla destra della Mera, all' estremità del promontorio di S. Fedelino che la Mera contorna in stretta curva per gettarsi nel lago di Mezzola, si osserva un altro ristretto affioramento granitico, rappresentato da due banconi principali, diretti sempre in modo sensibilmente analogo a quello dei banchi della Motta d'Avedè, che si innalzano verso occidente terminando presto in sottile propaggine (Vedi fig. 13).

Questo affioramento granitico, sebbene relativamente molto limitato in confronto di quelli prima enumerati, merita di essere ricordato per due ragioni: prima perchè è l' affioramento che fu più anticamente lavorato, almeno per quanto si sa, ed è quello che ha dato il nome alla roccia, sorreggendo sulle acque vorticose della Mera il graziosissimo tempietto millenario di S. Fedelino; poi perchè in esso il granito include una serie di grossi massi delle rocce circostanti e le ha chiaramente metamorfosate, dando luogo a forme di contatto di non trascurabile interesse.

Le carte geologiche precedenti non segnano alcun altro affioramento granitico più ad occidente di questo, sul fianco destro della valle della Mera. Per verità invece ne esistono almeno due, che si poterono direttamente osservare: uno molto in alto sopra l'Alpe Foppa, sul fianco orientale del M. Berlinghera, ed un secondo presso la frazione di Vigazzuolo, vicino allo sbocco delle valle Meriggiana, scendente dal precipitoso versante settentrionale del Berlinghera stesso.

La carta del Rolle [11] segna esattamente un piccolo affioramento granitico a nord della valle Pioggiosa, il quale non appare alla superficie in evidente collegamento coi banconi granitici della valle Codera, ma appartiene senza dubbio ad una propaggine di essi.

A nord di questo piccolo affioramento il granito compare ancora in diversi punti con masse di considerevole potenza. Sul fianco meridionale del M. Motosche, sopra Somaggia, si osserva un affioramento a forma di fascia diretta da sud-est a nord-ovest molto in alto sul pendio del monte, ed un secondo affioramento è proprio ai piedi del monte stesso, vicinissimo a Somaggia. Quest'ultima massa granitica, di non grande estensione ed oltre a

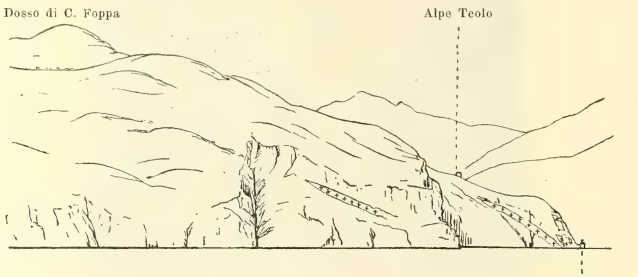


FIG. 13.

Schizzo del promontorio di S. Fedelino (preso da Verceia).

(Banchi e filoni granitici entro i gneiss. Evidenti le tracce dell'arrotondamento glaciale).

ciò parzialmente coperta dalla grandiosa conoide della Val Lobbia, è però nota localmente perchè diede qualche masso di roccia molto resistente ed apprezzata, conosciuta col nome di « granito di Samolaco ».

Ma assai più importante per estensione appare la massa granitica, non ancora segnata sulle carte, che affiora a nord del Motto dell'Orso, sopra S. Cassiano. Lo squarcio enorme del Vallone di S. Cassiano, che ha gettato sul Piano di Chiavenna una delle più grandiose conoidi torrenziali [1]) di questo tratto di valle, ha messo allo scoperto una vasta massa granitica, la quale appare ravvolta regolarmente dai gneiss del M. Matra, spesso profondamente metamorfosati, da noi precedentemente descritti.

Questo affioramento granitico è importante anche per una ragione puramente geologica. Esso forma infatti collegamento tra le masse del S. Fedelino fin qui ricordate e la propaggine, segnata già con grande esattezza dal Rolle [11], delle vicinanze di Chiavenna. Fra

---

[1]) Tra le conoidi di deiezione costruite dai torrenti che scendono dal gruppo del Pizzo di Prata quella di S. Cassiano è certo una delle più grandiose. Nel 1892 il torrente seppellì in parte la piccola chiesa del paese.

Prata e Lottano, a sud-est di Chiavenna, in piena regione serpentinosa, si osserva una massa granitica cuneiforme che si dirige verso nord-est intrudendosi profondamente tra le rocce verdi.

Nei pressi di Lottano, ossia nella parte più bassa dell'affioramento, la roccia presenta un aspetto grandemente rassomigliante alle forme più normali del S. Fedelino. Verso l'estremità superore, che termina assottigliata, la facies va facendosi quasi pegmatitica, conservando però sempre una spiccatissima somiglianza con le forme analoghe che si hanno nelle vicinanze di Novate.

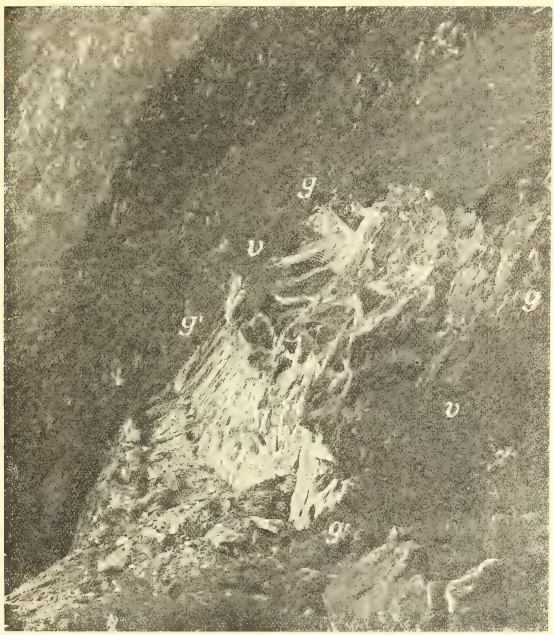


Fig. 14.

Cava di granito presso i Molini, a nord di Campo.

(g-g e g'-g' = *banconi granitici*; v-v = *interstrato di «va'condria» attraversato da numerosi filoncelli granitici*).

Ma la enumerazione fin qui fatta degli affioramenti granitici, se comprende tutte le masse note di considerevole potenza, è ben lungi dal dare un'idea dell'enorme frazionamento superficiale che il granito presenta. Veramente grandiosa è infatti la serie dei filoni di minore potenza che accompagnano i banconi principali, diramandosi da essi in tutte le direzioni ed anche a considerevole distanza dagli affioramenti descritti, o collegando tra loro trasversalmente i banconi stessi.

Abbiamo già ricordati, a proposito delle lenti calcaree di S. Giorgio, due filoni granitici che, attraversando queste lenti, collegano tra di loro un bancone di granito sottostante a S. Giorgio ed uno molto più alto sul fianco della Cima di Provinaccio. Di questi filoni

ne esistono centinaia, e talvolta gli interspazi tra un bancone e l'altro ce ne presentano un caratteristico e fittissimo reticolato. Bellissimo esempio ce ne offrono le pendici occidentali del dosso di S. Giorgio (Vedi fig. 14), come pure i due fianchi della valle Codera, che presso il suo sbocco ci dà una bellissima sezione naturale di 500 metri d'altezza.

Altro esempio è quello, pure già ricordato, della strada Novate-Riva (Vedi fig. 8), dove un reticolato di filoni e filoncelli, che collega il bancone in cui sono praticate le cave di Riva e quello di Montagnola, attraversa la descritta massa di rocce verdi di quella località.

Tutt'intorno alla massa rappresentata dai banconi granitici dei pressi di Novate Mezzola si svolge poi, come dicemmo, una coorte di filoni e filoncelli che s'intrudono in tutte le formazioni della regione.

Fig. 15.

Filoncello granitico entro i gneiss, allo sbocco sud della galleria di Verceia.

Parlando della diorite di Sorico e del Serizzo della Valle dei Ratti abbiamo ricordato in modo speciale due filoni granitici abbastanza potenti, e riunentisi in uno verso l'alto, che nella diorite stessa si osservano in vicinanza al Passo d'Adda. Questi filoni rappresentano la manifestazione più meridionale che ci fu dato osservare della intrusione granitica. Ma sulla sponda sinistra del lago di Mezzola, cominciando dalle vicinanze di Brugo e giungendo fin oltre Verceia, i filoni granitici si contano in grande numero. Bellissimo un filoncello all'imbocco sud della Galleria di Verceia (Vedi fig. 15) ed un secondo che attraversa la lente pirossenica di Gelescia.

A sud di Campo si osserva con grande evidenza un filoncello granitico accompagnato da altri minori, che qua e là si rigonfia o si intrude in direzione dei banchi gneissici includenti generando masse lenticolari concordanti coi gneiss stessi (Vedi fig. 16). Ma tali filoni, torniamo a ripetere, esistono numerosissimi, specialmente in maggiore vicinanza della massa granitica principale, e chi percorra la strada lungo il lago da Brugo a Campo, o, meglio, risalga la valle dei Ratti su entrambi i suoi fianchi, o la valle Codera fin presso le sue origini, dovunque incontrerà una serie di filoni e filoncelli del più tipico granito, che attraversano in tutti i sensi i gneiss e gli scisti della regione, talvolta concordanti con gli scisti includenti, ma molto più spesso con questi assolutamente discordanti (Vedi fig. 16 e 17).

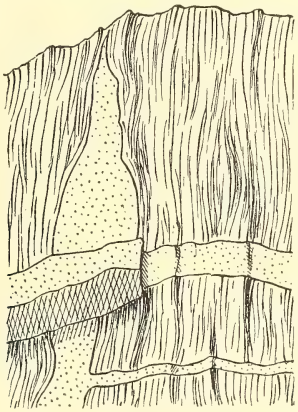


Fig. 16.

Filoni e intrusioni lentiformi di granito entro i gneiss, a sud di Campo.
(*Il filone più spesso ha una potenza di circa mezzo metro*).

La stessa frequenza di filoni minori si osserva, oltre che nel massiccio Val dei Ratti-Val Codera, anche all'estremo settentrionale della nostra regione. E chi percorra la nuova galleria ferroviaria sopra S. Cassiano, come del resto tutta la plaga adiacente, non di rado s'imbatte in manifestazioni granitiche analoghe alle più abbondanti ora citate.

Un filone di discreta potenza, accompagnato da venuzze minori, si osserva al piede del dosso della Torre di Signam [1]), dove attraversa un gneiss minutamente occhiadino, molto compatto. Altri filoni si incontrano sopra la Foppa, sul versante orientale del M. Berlinghera. E l'elenco si potrebbe continuare ancora, pur rimanendo sempre nella enumerazione dei filoni e filoncelli di granito non sensibilmente differenziati. Che se poi aggiungessimo all'elenco anche le manifestazioni filoniane differenziate (apliti e pegmatiti) che esamineremo in seguito, questo si allungherebbe ancora di molto.

---

[1]) Questo nome non è che la corruzione di Torre del Segnale, perchè la torre costruita sulla vetta del dosso, che trovasi proprio al gomito della valle, in vista di Chiavenna da una parte e della bassa valle dall'altra, deve ritenersi come una delle tante torri di segnalazione d'origine assai antica che si osservano in tutte le valli alpine.

Da quanto si è detto, ad ogni modo, risulta che ben falsa idea si farebbe uno studioso il quale, esaminando sulle carte la segnatura fin qui riportata per il granito di S. Fedelino, pensasse che esso formi un massiccio paragonabile pur lontanamente a quello, ad esempio, del granito di Baveno o della diorite dell'Adamello od a quello, più vicino, del serizzo di Val Masino. La formazione di S. Fedelino, nella forma che ad essa si può riconoscere pel suo modo d'affioramento, si deve piuttosto definire come un fascio di banconi e di filoni costituenti un complicato e vasto sistema. Che questi banchi e questi filoni vadano poi riunendosi in un massiccio profondo, è assai probabile e, come si disse, fino ad un certo punto

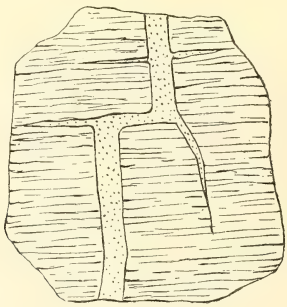


Fig. 17

Filoncello di granito con sottili apofisi entro i gneiss biotitici (Sbocco della Val dei Ratti).
(Il blocco misura all'incirca due metri di lato).

anche verificabile nelle cave di Novate, ma per quanto si vede alla superficie la formazione del S. Fedelino rimane un esempio raro e classico di enorme frazionamento in una grande massa intrusiva. Anche nell'area che sembra rispondere al massimo sviluppo della intrusione granitica, a giorno prevalgono su di essa i gneiss e gli scisti che la includono, e nell'abbozzo geologico da noi tracciato, che pur si avvicina più degli altri allo stato reale delle cose, l'affioramento del granito occupa ancora uno spazio molto esagerato. Che dire poi, se paragoniamo l'area coperta effettivamente dal granito con quella compresa tra le estreme ramificazioni filoniane del granito stesso, che si spingono verso sud fino al Passo d'Adda ed a Brugo, ed a nord fin nei pressi di Chiavenna? Il fatto non sembra indegno di attenzione, e ragionevolmente pare che l'esistenza in un dato momento della storia delle Alpi, forse non molto lontano, di una serie così numerosa di fessure, cui si può assegnare un andamento all'incirca nord-sud, non possa essere trascurata da chi affronti il grave quesito della origine della nostra massima catena montuosa.

Le cave che attualmente od in epoca non lontana furon lavorate nella formazione granitica si trovano tutte nei dintorni di Riva, Novate e Campo, e salgono ad una ventina [1]),

[1]) Le cave che sono attualmente in attività, o che furono in attività in tempi non lontani, oltre quelle antiche di S. Fedelino, sono, procedendo da nord a sud, le cave dette: Malpensata, Bodengo, Peschetrino, Palazzetta, Riva, Ganda Grossa, Foppa, Scencio, Selva, Codera, Revelaso, S. Giorgio, Val Lunga, Val dei Monti, Baracche, Val Giurca, Salto dei Cani, Val di Bacchetto, Piodée, Vallone di Campo.

senza contare quelle di S. Fedelino, che sono abbandonate da una trentina d'anni almeno. Le più grandiose fronti di cava si hanno presso Novate, sul fianco sud-ovest del Dosso di Codera, estrema propaggine meridionale dell'erta Motta d'Avedè, ma l'estrema ripidezza del pendio le rende ormai pericolose (Vedi fig. 11); tanto più che a Novate, come dovunque, si nota una fessurazione più o meno accentuata delle masse rocciose parallelamente al pendio stesso del monte, che tende a provocare il distacco di blocchi dalla parete frontale della cava. Il granito poi presenta di per sè fenomeni non rari di fratturazione formanti due sistemi principali con andamento alquanto variabile nei vari punti della massa della roccia (Vedi fig. 18).

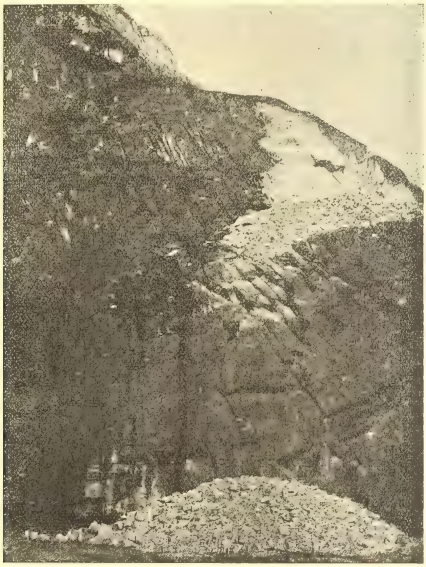


FIG. 18.

Piccola cava iniziata appena a nord di Riva.
(Evidenti le tracce della fratturazione est-ovest del granito e dell'arrotondamento glaciale).

Le numerose cave del granito permettono di osservare bene sulla roccia fresca, proveniente da località anche notevolmente distanti, le caratteristiche sue di struttura e di composizione. Il primo fatto che appare paragonando tra di loro gli esemplari di granito provenienti dalle località più disparate e dai punti più vari della massa è la estrema uniformità della roccia: le differenze si riducono ad una leggera variazione nell'intensità della tinta, prodotta da un lieve variare nel contenuto in mica nera. Pel resto la roccia, sia che provenga dal cuore dei banconi più potenti, sia che provenga dai più esili e più discosti filoni, presenta sempre la sua grana fina e serrata, l'assestamento sensibilmente parallelo del suo elemento micaceo, che le dà una leggera scistosità, il suo colorito chiaro e freddo. Le concentrazioni basiche, consistenti essenzialmente in un arricchimento di biotite, sono quasi eccezionali. Eccezionalissime le strutture speciali, quali le porfiroidi.

Di una rarità estrema sono i litoclasi o le cavità geodiche con pareti coperte di cristalli. Nè la cosa può stupire in una formazione che mostra per molti segni di aver subito energiche pressioni e si svolge in condizioni così eccezionali di giacitura. Pochissime volte mi accadde poi d'imbattermi in geodi o in litoclasi che contenessero minerali cristallizzati degni di un particolare studio. In una frana di massi granitici caduti sul versante orientale della Motta d'Avedè rinvenni una volta esili litoclasi con le pareti coperte di cristalli, e ne diedi una separata descrizione [38] [1]. Posso ora aggiungere che, ben distante da queste località, e precisamente nel filone granitico già ricordato alle falde del dosso di Signam, rinvenni altri litoclasi di aspetto affatto identico e contenenti gli stessi minerali principali con forme estremamente somiglianti [2]).

Se rare sono le variazioni strutturali nelle masse del granito, sono invece frequentissimi i filoncelli pegmatitici che attraversano in ogni senso la roccia dei banconi maggiori. Essi abbondano specialmente nelle cave di Novate, dove compaiono chiaramente segnati sui massi e sulle fronti di taglio, oltre che dalla grana più grossolana e dal colorito più chiaro, dalla ricchezza loro in granato rosso.

Questi filoni pegmatitici, ricchissimi di quarzo e di muscovite, s'incontrano numerosi anche fuori della massa granitica, e specialmente negli interspazi tra banco e banco, entro i gneiss (valcondria) includenti. Belli ed interessanti filoni pegmatitici si trovano entro le rocce verdi di Riva, e furono già ricordati per i fenomeni di contatto che si manifestano alle loro salbande. Il Dosso di S. Giorgio, nel suo ertissimo fianco che domina Novate, ne è pure in molti sensi percorso, e qui essi presentano forse le loro forme più macromere, con almandini rossi anche abbastanza grossetti.

Sopra S. Giorgio, lungo il sentiero per Cola, s'incontra anche un filone aplitico assolutamente caratteristico, il quale fa pure parte del corteo di filoni differenziati che si sviluppano in vicinanza alla massa principale del granito e che sono senza alcun dubbio con essa collegati.

Propaggini pegmatitiche e aplitiche si hanno del resto frequentissime anche a maggiore distanza dal centro dell'intrusione del S. Fedelino, e si può dire che giungano fin dove arrivano anche i filoni ed i filoncelli granitici non differenziati. Così, ad esempio, fin presso Brugo si osservano entro i gneiss ed i micascisti vene di carattere aplitico-pegmatitico

---

[1]) I minerali dei litoclasi del granito furono oggetto di una breve descrizione [38]. Gli esemplari descritti provenivano da alcuni massi di frana osservati in un canalone scendente dalla Motta d'Avedè verso Codera. Le specie minerali determinate furono; *quarzo*, *calcite*, *titanite*, *epidoto*, *prehnite*, *muscovite*, *clorite*, *laumontite*.

[2]) In una piccola cava che sta ai piedi del dosso della Torre di Signam, verso sud, aperta in un gneiss biotitico occhiadino molto compatto, si trova un filoncello granitico accompagnato da alcune vene minori. In questo si osservano rari e sottili litoclasi con le pareti coperte di cristalli. I cristalli risultano principalmente di quarzo, con individui di 4-5 mm. di lunghezza e raramente più lunghi, limpidi o ricoperti da minute lamelle di clorite. Qua e là si osservano pure piccoli cristallini informi di epidoto e non rari cristalli di titanite.

Il *quarzo* è cristallograficamente interessante perchè presenta ne' suoi individui, oltre al prisma $\{2\bar{1}\bar{1}\}$ ordinario ed ai due romboedri $\{100\}$, $\{22\bar{1}\}$, una serie di di romboedri acuti, la bipiramide $\{41\bar{2}\}$, ed i due trapezoedri diretto e inverso corrispondenti $\{41\bar{2}\}$ e $\{8\,5\,\bar{1}\bar{0}\}$, riproducendo così perfettamente l'abito notato nei cristalli di quarzo dei litoclasi del S. Fedelino (Vedi nota [38]).

La *titanite* si presenta in bei cristallini brillantissimi, di colore bruniccio, del diametro di 2-3 mm. In essi fu notata sempre la combinazione $\{100\}$, $\{001\}$, $\{102\}$, $\{010\}$, $\{021\}$, $\{111\}$, $\{11\bar{1}\}$ con ottime misure. Anche la titanite assomiglia molto a quella del S. Fedelino della Motta d'Avedè.

Non è privo d'interesse il constatare questa somiglianza fra minerali dei litoclasi del granito provenienti da così diversa località.

iniettate profondamente fra banco e banco delle rocce scistose, ingeneranti forme d'iniezione delle più tipiche che si possano immaginare. Che il filone di pegmatite attraversante il banco di calcifiro di quella località possa appartenere al sistema dei filoni dipendenti dal S. Fedelino è pure assai probabile.

In tutto il fianco destro della valle della Mera i filoni pegmatitici, che per la loro composizione e la loro forma di giacitura si possono ritener legati al granito, abbondano. E così può ripetersi, sebbene in minori proporzioni, anche per la regione che è compresa tra Riva e S. Cassiano. Ma, se nella regione circostante a Novate Mezzola i filoni pegmatitici conservano una notevolissima costanza di composizione ed in essi predomina sempre, insieme all'elemento quarzo-felspatico, la muscovite e come accessorio l'almandino rosso chiaro, sopra Somaggia, e principalmente nel gruppo del M. Matra, s'incontrano non rari filoni aplitico-pegmatitici di composizione alquanto diversa o addirittura di fisionomia affatto differente.

Così ricorderemo, a cagion d'esempio, alcuni filoncelli pegmatitici che si trovano allo sbocco della val Trebecca, nei quali, insieme a quarzo, ortoclasio, oligoclasio e muscovite prevalenti, si trovano sempre come accessori almandino, tormalina nera e berillo azzurro chiaro. La presenza di questi due ultimi minerali non si è mai verificata nei filoni dei dintorni di Novate.

Sul M. Matra, insieme a molti filoni pegmatitici di tipo più comune entro gneiss contenenti caratteristiche vene d'iniezione, si è osservato un potente filone che si stacca interamente dalle forme consuete, oltre che per la natura degli elementi accessori, per il colore e l'aspetto dell'ortoclasio che lo costituisce. L'elemento felspatico vi è frequentemente di un bel colore roseo-incarnato, che manca interamente in ogni forma del granito di S. Fedelino. Gli elementi accessori sono rappresentati da almandino rosso-scuro, da tormalina nera in individui minuti ma ben sviluppati, da berillo azzurro in cristalli anche di discrete dimensioni (3-4 cm.) e da apatite verde-asparago, pure bellissima.

Insieme a questi filoni di tipo francamente pegmatitico, sebbene sempre a grana non molto grossa, si trovano sul Matra anche numerose venette a grana sensibilmente più fina, quasi saccaroide, che si chiamerebbero meglio col nome di *apliti*, le quali non di rado sono mineralogicamente interessanti. Fra queste ricorderemo qui, riservandoci di descriverla più partitamente in seguito, una venetta aplitica con dumortierite.

Concludendo, parmi pertanto che, mentre la relazione tra le pegmatiti di Novate ed il granito di S. Fedelino sembra indiscutibile, assai dubbio sia invece il collegamento fra il granito stesso e le ultime forme aplitico-pegmatitiche che abbiamo citate. E questo dubbio appare avvalorato dal fatto che forme grandemente somiglianti a queste ultime, e specialmente a quelle con felspati colorati e berillo azzurro, furono da me e da altri rintracciate in Valle del Masino, in piena massa del serizzo ghiandone di quella località. Sul Pizzo Sceroia, nell'alta Valle Codera, in regione intermedia fra la nostra e la Val Masino, sebbene molto più vicina a quest'ultima, si osservano filoni di pegmatite pure estremamente somiglianti a quelli a felspato roseo del Matra.

È dunque assai probabile che questi filoni di Val Trebecca e del M. Matra appartengano ad un sistema diverso, e siano piuttosto da collegarsi alla grande massa eruttiva del serizzo di Val Masino che al granito di S. Fedelino.

Fuor d'ogni dubbio mi sembra invece la colleganza, già antecedentemente affermata, tra il granito di S. Fedelino e la propaggine granito-pegmatitica Prata-Lottano presso Chiavenna, perchè ci troviamo qui dinanzi ad una identità petrografica quale non si potrebbe desiderare più perfetta.

Già si disse nella introduzione alla presente memoria della utilizzazione pratica del granito di S. Fedelino e del suo uso ormai antico come materiale da selciato. Il carattere del nostro studio ci dispensa dall'entrare in ulteriori particolari, per i quali rimandiamo a qualche lavoro speciale [1]).

2. Descrizione petrografica.

a. *Forme normali del granito delle cave* (Tav. IV, fig. 1).

Abbiamo già detto della grande uniformità che la roccia presenta in tutta la sua massa ed anche nelle manifestazioni minori della intrusione granitica. Di pochissimo conto sono infatti le variazioni ch'essa presenta sia nella grana e nella tessitura, sia nel colore: la grana è sempre piuttosto fina, se non finissima, ed il colore grigio chiarissimo, quasi bianco, con toni freddi dati dal colore tendente leggermente al verdognolo della muscovite e del felspato. Solo a grandi linee si possono rilevare ad occhio modificazioni di struttura e di tinta. Osservando le fronti di cava si rileva sulle più larghe facce di roccia una apparenza appena distinta di una sorta di struttura largamente fluidale, segnata specialmente dalla distribuzione dell'elemento micaceo.

Sempre riconoscibile è invece una leggera scistosità della roccia, messa in evidenza sia da un *verso* particolarmente facile di divisibilità della roccia stessa, sia da un assettamento parallelo più o meno netto delle lamelle micacee. Queste due condizioni, che hanno permesso al Bolla [19] di qualificare per gneiss il granito di S. Fedelino, in parte coincidono ed in parte no. Infatti, se, come è naturale, la direzione di più facile divisibilità della roccia coincide in questo come in tutti i casi con la direzione secondo la quale sono prevalentemente adagiate le lamelle micacee, il granito di S. Fedelino presenta ordinariamente una disposizione delle lamelle micacee sensibilmente parallela anche alla superficie di contatto tra il granito stesso e le rocce includenti. E questa disposizione particolarmente chiara nei filoni granitici minori, che talvolta ne ricevono quasi un aspetto zonato, è indipendente dalla scistosità che la roccia ha acquistato dopo, in seguito alle energiche pressioni ch'essa ha indubbiamente subito e di cui reca non discutibili tracce.

Non mancano poi casi in cui questa scistosità, del resto non mai molto spiccata, viene ridotta a proporzioni quasi insensibili.

Ed anche nei casi in cui essa è più evidente le sezioni sottili condotte nei tre sensi paralleli, longitudinale e normale alla scistosità non differiscono che insensibilmente tra di loro.

L'esame microscopico delle sezioni mostra che i componenti essenziali della roccia sono sempre l'ortoclasio, un plagioclasio, il quarzo, la muscovite e la biotite, predominanti, ed il microclino, subordinato. Gli elementi accessori sono rappresentati dall'apatite, dallo zircone, dal rutilo; eccezionali il granato e la pirite [2]).

---

[1]) Vedi G. De Alessandri, *Studi sopra alcuni materiali da pietrisco per la provincia di Milano*. Milano, 1912.

[2]) Il Viola [15] enumera fra i componenti del granito di S. Fedelino, da lui erroneamente indicato come proveniente dal Lago Maggiore, anche la *nefelina*. Fu già notato anche da altri (Zirkel, Rosenbusch) che tale diagnosi è probabilmente errata e derivante dalla imperfezione della tecnica microscopica dei tempi in cui questo egregio studioso fece le sue osservazioni.

I segni di un'energica deformazione meccanica appaiono manifesti in tutti i componenti della roccia, e la struttura ne riesce evidentemente cataclastica. Confrontando le due figure della tav. IV, si rileva che le tracce della cataclasi sono più accentuate nel granito di S. Fedelino che nello stesso gneiss che lo include.

Diffusissimi sono i tipi più caratteristici di *Mörtelstruktur* del quarzo e dei felspati. Frequenti le deformazioni ottiche, frequenti i casi di frattura e rinsaldatura dei vari individui. Di guisa che non sempre riesce possibile stabilire con esattezza i rapporti reciproci dei diversi componenti.

L'ortoclasio è sempre uno dei componenti preponderanti della roccia. Esso si presenta di solito in individui di discrete dimensioni, irregolarmente sviluppati. Non son rari i casi in cui gli individui ortoclasici assumano dimensioni sensibilmente superiori a quelle degli altri componenti, accennando così ad un passaggio a facies porfiroidi.

In qualche caso l'ortoclasio non presenta traccia di geminazione, ma nel caso più consueto i suoi individui sono regolarmente geminati secondo la legge di Carlsbad.

Generalmente abbastanza fresco, l'ortoclasio però è assai di rado perfettamente limpido, e di solito non manca del caratteristico suo intorbidamento, che permette di distinguerlo a colpo d'occhio nelle sezioni.

Contiene assai frequentemente delle inclusioni, che sono rappresentate specialmente dalla muscovite e dal quarzo, oltre che dagli elementi accessori della roccia. Raro è il caso che contenga individui plagioclasici, di notevoli dimensioni, mentre non mancano tipici concrescimenti micropertitici dell'ortoclasio con l'elemento plagioclasico.

Assai frequenti, se non frequentissime, sono le associazioni vermicolari quarzo-ortoclasio (Vedi tav. VII, fig. 2), le quali in qualche caso assumono un notevole sviluppo.

Spesso gli individui ortoclasici sono rotti e fratturati, con rinsaldamento quarzoso. Spesso si osservano anche deformazioni ottiche degne d'interesse e rilevabili dalla incertezza delle estinzioni: un bellissimo esempio ne è dato dalla fig. 3 della tav. VII, che rappresenta un individuo ortoclasico con una curiosissima estinzione increspata.

Da questi tipi di deformazione, che, come è evidente nell'esempio ora citato, son dovuti a dinamometamorfismo, si passa a tipiche strutture di microclino, che non sembrano attribuibili a cause diverse.

Qualche volta la struttura microclinica a grata si estende solo ad una parte dell'individuo felspatico (Vedi tav. IV, fig. 1). Nelle poche facies a struttura normale, non dinamometamorfica, il microclino manca assolutamente, mentre esso diventa un componente frequente, se non abbondantissimo, nelle facies in cui le tracce della deformazione meccanica si mostrano più spiccate.

Il componente plagioclasico è sempre nettamente subordinato all'ortoclasio, anche nelle facies che ne sono più ricche. Il plagioclasio è rappresentato, come l'ortoclasio, da individui irregolari per forma e per sviluppo, sebbene in qualche caso, e specialmente negli individui maggiori, si noti una certa tendenza allo sviluppo idiomorfo.

Costante la geminazione secondo la legge dell'albite con lamelle di geminazione fine e serrate. Rarissime le altre geminazioni (periclino, Carlsbad). Numerose misure di estinzione nella zona normale {010} hanno dato valori massimi non superiori a $+ 3°$.

Nei confronti col balsamo si osservò sempre $\alpha' < n$ e $\gamma' > n$.

Nei confronti col quarzo, in posizione parallela si ebbe $\omega > \alpha'$ ed $\varepsilon > \gamma'$, ed in posizione incrociata ω sensibilmente eguale a γ' e, naturalmente, $\varepsilon > \alpha'$.

Si tratta dunque generalmente di un termine dell'oligoclasio piuttosto acido, rispondente all'incirca ad una miscela $Ab_5\ An_1$.

Leggere variazioni pare che si abbiano nelle varie facies del granito e nei vari punti della massa, ma sono certo di pochissimo conto.

Rare sono le strutture zonate dei plagioclasi. Qualche esempio tuttavia si osservò con una estinzione regolarmente variabile del centro alla periferia, e non mai con quelle alternanze di zone più e meno acide che invece sembrano il caso normale nelle rocce gneissiche fin qui descritte. In questi individui l'estinzione muta di pochissimi gradi dal centro alla periferia, rispondendo a termini di acidità leggermente crescente verso la zona periferica.

Queste determinazioni furono controllate anche su individui separati frantumando la roccia ed immersi in liquidi ad indice di rifrazione noto.

Frequenti anche nel plagioclasio, come nell'ortoclasio, individui rotti, coi frammenti rinsaldati dal quarzo (Vedi tav. VII, fig. 1). Spesso, lungo le fessure, i frammenti felspatici sono ricresciuti con formazione di un sottile strato alquanto più acido, ben distinto.

Non rare pure le deformazioni con incurvamento degli individui.

Il plagioclasio è sempre fresco: solo in via d'eccezione si ha un principio di alterazione.

Abbiamo già ricordato i concrescimenti micropertitici con l'ortoclasio. Aggiungeremo che anche il plagioclasio dà luogo a bellissime associazioni mirmechitiche col quarzo.

Non abbondanti le inclusioni, rappresentate specialmente da muscovite e da quarzo.

Il quarzo è un componente abbondantissimo del granito di S. Fedelino. Esso è chiaramente l'ultimo elemento di consolidazione della roccia, poi che riempie tutti gli intervalli tra gli altri componenti e su essi si modella, costituendo straterelli e plaghe irregolarissime.

Caratteristica la grande frantumazione del minerale, con formazione di frammenti a margini dentellati, e spesso con zone a grana finissima circondante gli individui felspatici maggiori. Costanti le entinzioni ondulate.

Il minerale, incluso spesso negli elementi ricordati e con essi concresciuto, include a sua volta quasi tutti gli altri elementi ed in modo particolarmente caratteristico l'apatite, gli aciculi di rutilo, i cristalletti di zircone, oltre a sciami ed a file di minutissime inclusioni goccioliformi probabilmente liquide.

Fra i componenti micacei del granito predomina nelle forme normali la muscovite. Essa si presenta in lamelle di dimensioni varie, spesso notevoli, idiomorfe rispetto al quarzo ed ai felspati, con gli ordinari caratteri di questo minerale. Lamelle basali mostrano una immagine assiale corrispondente ad un angolo degli assi piuttosto grande.

La muscovite è talvolta associata alla biotite in modo regolare. Essa, inclusa spesso nei felspati e nel quarzo, include a sua volta i minerali accessori. Non rare le lamine incurvate e pieghettate.

La biotite è sempre in quantità subordinata a quella della muscovite, e le sue lamelle sono alquanto più piccole. La tinta è piuttosto carica, ed il pleocroismo intenso tra bruno chiaro e bruno verdognolo scuro.

Le lamine basali mostrano una figura assiale sensibilmente uniassica o con un piccolissimo angolo degli assi ottici.

La biotite mostra sempre un'ampia aureola scura pleocroica intorno ai cristallini di zircone ch'essa include. Rari i casi in cui la biotite mostra un principio di cloritizzazione.

Gli elementi accessori sono in generale piuttosto scarsi. L'apatite è rappresentata da rari individui di piccole dimensioni, ben formati, inclusi in tutti gli altri componenti. Lo zircone è di poco più frequente; esso trovasi in individui minuti, perfettamente idio-

morfi, inclusi pure in tutti i componenti della roccia. Aghetti di rutilo sono frequenti specialmente nella biotite, ma non mancano anche in altri componenti.

Il granato, roseo chiarissimo in sezione, è eccezionalmente presente nelle sezioni, in cristallini ben formati, ma di dimensioni di solito molto piccole. Relativamente abbondante è nelle sezioni di campioni provenienti dalle cave di Novate, dove il granato è molto diffuso, come dicemmo, nei filoncelli pegmatitici che attraversano la roccia in ogni senso. Rara la pirite.

Nelle antiche cave presso la chiesuola di S. Fedelino, sulla riva destra della Mera, il granito presenta spesso facies sensibilmente meno cataclastiche di quelle ora descritte, e a buon diritto si dovrebbero, a preferenza di queste ultime, chiamare normali. Per verità poi le forme poco deformate del granito sono, sino ad un certo punto almeno, da considerarsi come un'eccezione.

All'esame microscopico la roccia presenta la struttura granulare ipidiomorfa caratteristica delle rocce granitiche in generale ed in essa mancano tutte quelle particolarità strutturali dovute a deformazione meccanica che abbiamo ricordato nelle forme scistose. Non vi sono invece, dal punto di vista della composizione, sensibili diversità fra la roccia delle cave di Novate, di Riva e di Campo e la roccia di S. Fedelino.

L'ortoclasio prevale ancora nettamente sull'elemento plagioclasico, che è sempre rappresentato da un termine piuttosto acido dell'oligoclasio. L'ortoclasio presenta ancora bellissimi concrescimenti micropegmatitici e vermicolari col quarzo. Manca invece interamente il microclino.

Il quarzo abbonda in individui sempre irregolari e interamente allotriomorfi rispetto agli altri componenti della roccia, ma molto meno deformati che nelle facies prima descritte. Mancano quasi interamente la frantumazione e le estinzioni ondulate.

Una leggera diversità, rispetto alle forme delle cave di Novate, si ha nelle proporzioni reciproche di due elementi micacei: la muscovite, sebbene prevalga ancora sulla biotite, è poco più frequente di questa. La biotite in questa facies è rappresentata da larghe lamine, spesso associate alla muscovite e non inferiori a questa per dimensioni. Il colore del minerale è pure alquanto diverso ed il pleocroismo intenso da giallognolo a bruno-rossastro.

Gli elementi accessori sono ancora essenzialmente rappresentati da apatite, zircone e rutilo, inclusi in tutti gli altri componenti della roccia. Noto che lo zircone in questa facies del granito sembra trovarsi, come già si è rilevato nella diorite del Bassetta (Vedi pag. 31), in due serie di individui: cristalli minutissimi ben formati, e cristalli alquanto più grandi e irregolari. Entrambe queste forme sono circondate da ampie aureole nella biotite, ma molto più estese sembrano quelle intorno agli individui irregolari; di guisa che nasce il dubbio che questi ultimi, sebbene somigliantissimi allo zircone per tutti gli altri caratteri ottici, non siano veramente di zircone.

Nelle sezioni appare ancor meno evidente che per le rocce di Novate un assettamento parallelo degli elementi, ma una tendenza a disporsi parallelamente ad una data direzione nelle lamelle micacee si verifica anche qui, indipendentemente da ogni scistosità.

b. *Facies scure del granito delle cave.*

Leggere variazioni di tinta, prodotte da una quasi insensibile variazione nel contenuto in mica bruna, si hanno frequentemente nel granito delle cave. Raro è invece il caso che la tinta della roccia sia notevolmente più scura del normale. Facies di questo genere si

incontrano specialmente nelle cave che stanno a nord di Riva, e formano di solito zone o masse lenticolari di discrete dimensioni verso la periferia dei banconi granitici, tanto che si possono considerare come locali accenni alla formazione di facies periferiche.

La roccia, oltre che essere distinta da una tinta sensibilmente più scura del resto della massa, ha anche un aspetto alquanto singolare per lo sviluppo più accentuato delle lamelle biotitiche, le quali, non solo sono più abbondantemente diffuse nella roccia, ma sono anche dimensioni maggiori del solito, mentre gli altri componenti sono invece a grana più minuta che nelle forme normali.

L'esame microscopico permette di constatare che questa facies locale del granito, se nella composizione qualitativa non è sensibilmente diversa del resto della massa, se ne distacca invece abbastanza nettamente per le proporzioni relative dei vari componenti. Infatti in essa è assai maggiore la quantità del plagioclasio, tanto da diventar equivalente a quella dell'ortoclasio ed anche da superarla, ed è caratteristicamente abbondante la quantità della biotite, che è maggiore di molto a quella della muscovite.

Gli elementi chiari della roccia hanno una grana sensibilmente più minuta che nelle facies normali. Le reciproche relazioni loro sono però anche qui difficili da stabilirsi con precisione, perchè la cataclasi è sviluppata in modo spiccatissimo e non c'è individuo che non ne sia turbato. Frequentissime le associazioni vermicolate quarzo-ortoclasio e quarzo-plagioclasio. Il plagioclasio risponde ancora ad un oligoclasio alquanto acido.

Interessante l'aspetto delle lamelle micacee. Queste infatti, che nelle forme normali sono assai sensibilmente idiomorfe rispetto al componente quarzoso-felspatico, sono qui irregolarissimamente sviluppate. Il loro contorno, indipendentemente dalle incurvature e dalle pieghettature meccaniche, del resto non molto frequenti, è costantemente frastagliato e l'estremità delle lamelle laciniata, con un aspetto che farebbe pensare ad un'azione di soluzione e di riassorbimento esercitata dagli elementi chiari. Questa figura è presentata specialmente dalle lamelle bruno-verdastre biotitiche.

Pel resto queste facies scure non differiscono dalle forme più comuni.

c. *Facies porfiroidi del granito delle cave.*

In via affatto eccezionale, in una cava a nord di Riva si incontrò una facies del granito che deve considerarsi come una modificazione estremamente localizzata. Si tratta di una facies piuttosto scura del granito, contenente enormi cristalli di ortoclasio ricordanti, per le dimensioni, i grandi individui ortoclasici contenuti nelle forme porfiroidi più grossolane del serizzo ghiandone di Val Masino. Questi grandi cristalli di ortoclasio, ben formati, hanno, come nel resto della roccia, un colore bianco verdognolo, sono spesso ravvolti da lamelle micacee e spesso contengono nella loro compagine tanto la mica, come granuli quarzosi e minori inclusi plagioclasici. Ordinariamente sono semplici, ma in qualche caso si osservò in essi anche una poco regolare partizione in due individui geminati secondo la legge di Carlsbad.

L'esame microscopico della massa fondamentale della roccia in cui questi grandi cristalli si trovano immersi permise di riconoscere in essa una perfetta somiglianza con le facies scure or ora descritte.

d. *Granito dei filoni e graniti di Samolaco e di S. Cassiano.*

Furono studiati microscopicamente campioni di granito provenienti da filoni collocati nelle località più diverse e più discoste dalle masse principali. Come già si disse, l'aspetto

esterno di simili rocce non presenta differenze maggiori di quelle che si notano anche nei vari punti di uno stesso bancone. Più netto, nei filoni minori, un assetto dell' elemento micaceo in zone sensibilmente parallele alle salbande.

L' esame microscopico non fa che confermare l' impressione di grande uniformità che si riceve dall' esame macroscopico della roccia dei vari filoni. Le variazioni si riducono a leggere oscillazioni nelle percentuali dei diversi minerali senza che questi mutino di natura.

Il granito dei filoni che si trovano sul fianco destro della valle della Mera, sopra C. Foppa e sopra il Passo d' Adda assomiglia estremamente al granito a facies poco dinamometamorfica delle antiche cave di S. Fedelino.

Qualche lieve deviazione dal tipo comune si osservò nel granito dei filoncelli più sottili che si trovano a sud di Verceia. In un campione si trovò, fra i componenti accessori, abbastanza diffuso l'epidoto. Il minerale si presenta in individui di non grandi dimensioni, isolati, almeno apparentemente autonomi. La stessa roccia appare abbastanza ricca di biotite e non di rado questa è completamente cloritizzata, con separazione di fitti intrecci di aghetti di rutilo sagenitico. Nessuna variazione apprezzabile si ha invece nella natura e nell'aspetto degli elementi chiari, che presentano le consuete tracce di deformazione meccanica più o meno accentuate.

Nel complesso il granito dei filoni, e specialmente quello dei filoni più discosti dalla massa principale di Novate, sembra debolmente meno acido di quello che forma la parte centrale della intrusione granitica. In esso è sempre sensibilmente più abbondante la quantità relativa della biotite e del plagioclasio, sebbene quest' ultimo sia da riferirsi a termini non diversi da quelli prima riconosciuti.

Una grandissima somiglianza, per non dire un' assoluta identità, intercede ancora, sia nell'aspetto esterno sia nei particolari anche più minuti della struttura microscopica, tra le forme normali del granito di S. Fedelino e di Novate e quelle di Samolaco e del Motto dell' Orso Sopra S. Cassiano. Anche in questi casi, se vogliamo cercare sottilmente dei caratteri differenziali fra i diversi affioramenti, possiamo forse trovarli in una generale maggiore diffusione della mica bruna, la quale nella roccia delle cave di Novate è veramente scarsa e sempre nettamente subordinata alla muscovite.

e. *Granito di Lottano.*

La propaggine granitica di Lottano presso Chiavenna, ben nota e segnata già sulle carte, sebbene si estenda in una plaga che non fu particolarmente percorsa nel nostro studio sul terreno, fu esaminata con qualche diligenza allo scopo di controllarne l' eventuale collegamento col granito di S. Fedelino. E, come già si disse, tale collegamento pare certo.

Nella valle di Prata a sud di Chiavenna, presso lo sbocco della valle stessa, sul versante nord che sale verso Lottano, comincia ad affiorare una massa granitica avente l' aspetto di un grosso filone, diretto all' incirca da sud-ovest a nord-est. Questo filone sale fino oltre Lottano e, nella piccola sella sorpassata dal sentiero che da Lottano mette ad Uschione, termina assottigliato in piena regione serpentinosa.

Sotto Lottano la roccia assomiglia in modo perfetto alle facies più chiare del granito di S. Fedelino e non ne differisce che per una grana leggermente più grossa e passante qua e là a forme che si potrebbero dir pegmatitoidi. All' estremo superiore invece la roccia è una pegmatite estremamente simile alla roccia dei filoncelli che attraversano le cave di Novate.

L'esame microscopico delle sezioni conferma pienamente i dati dell'esame macroscopico. Componenti essenziali sono l'ortoclasio, il plagioclasio, il quarzo e la muscovite, predominanti, il microclino e la biotite, subordinati; accessori l'apatite, lo zircone e il granato.

L'ortoclasio prevale per quantità sul plagioclasio, ed è rappresentato, come questo, da individui piuttosto grandi e irregolari; frequentissime le deformazioni ottiche e la frantumazione. Estinzioni ondulate ed increspate affatto simili a quelle notate nel granito delle cave sono molto frequenti e passano a strutture microcliniche assolutamente caratteristiche (Vedi tav. VII, fig. 4). Si osservano bellissime associazioni vermicolari col quarzo ed associazioni micropertitiche col plagioclasio. Ad associazioni analoghe dà luogo in modo evidentissimo anche il microclino.

Il plagioclasio è ancora riferibile ad un oligoclasio acido. Le estinzioni nella zona normale a $\{010\}$, misurati sui soliti geminati albite, non superano $+ 3°$; nei confronti col balsamo $\alpha' < n$ e $\gamma' > n$, e nei confronti col quarzo $\omega = \gamma'$.

Il quarzo abbonda col solito aspetto e le consuete tracce di deformazione. È ricco di inclusioni liquide.

La muscovite predomina fra gli elementi micacei. Si trova in larghe lamine, con netta tendenza all'idiomorfismo, e con gli ordinari caratteri. Scarsa invece la biotite.

Gli elementi accessori, che sono i soli componenti perfettamente idiomorfi, nulla presentano di particolare.

f. *Interclusi enallogeni del granito delle cave.*

Come non sono frequenti le concentrazioni di elementi basici nel granito di S. Fedelino, non sono molto frequenti neppure gli interclusi enallogeni che meritino a buon diritto questo nome. Infatti, se alla periferia dei banconi le vene ed i filoncelli granitici allacciano quasi costantemente blocchi più o meno estesi delle rocce incassanti, è raro il caso che brani di queste si mostrino interclusi bene addentro nella massa del granito.

Un bell'esempio fu osservato nella cava di Novate più vicina alla linea ferroviaria. Si tratta di una grossa scheggia di gneiss anfibolico interclusa in piena massa granitica.

Il segno più visibile dell'azione esercitata dal granito sulla roccia inclusa sta in un evidentissimo arricchimento di questa in biotite, per una zona spessa un paio di centimetri lungo il contatto col granito. Tutto l'intercluso poi appare chiaramente iniettato da venuzze quarzose che, partendo dal granito, si insinuano lungo le superfici di scistosità del gneiss.

L'esame microscopico delle sezioni che attraversano la zona biotitica scura di contatto mostra in esse un caratteristico sviluppo di lamelle di biotite disposte in ogni senso, ma specie normalmente alla superficie di contatto, grandi e con le più tipiche forme scheletriche che si possano immaginare. In questa zona l'anfibolo scarseggia, mentre nel resto della roccia, che presenta un aspetto non sensibilmente diverso da quello delle forme normali già descritte, esso non è meno abbondante della biotite e questa mostra meno frequentemente la struttura cribrosa ora notata.

La zona biotitica di contatto appare anche notevolmente ricca di quarzo, il quale forma con la mica caratteristici concrescimenti, che si potrebbero dir pegmatitici. Nel resto della roccia il quarzo, oltre a trovarsi diffuso in piccola quantità come componente normale, forma sottili venuzze o lenticciole ben distinte di evidente origine per iniezione. Queste vene, come quelle descritte nelle forme di contatto dei calcifiri col granito, si mostrano minutamente divise in granuletti a contorno dentellato, con estinzioni ondulate e ricche di inclusioni aciculari (rutilo) o goccioliformi.

Pel resto la roccia non presenta altri particolari che possano ragionevolmente attribuirsi ad azione di contatto. Si tratta, come si disse, di un gneiss anfibolico simile a quelli che chiamammo gneiss dioritici, caratterizzato dall'associazione labradorite-orneblenda-biotite, con quarzo subordinato ed apatite, titanite, zircone ed ilmenite accessori.

Altri begli esempi di interclusi enallogeni si osservano nelle antiche cave presso il tempietto di S. Fedelino, dove, come già si disse, il granito è incluso entro gneiss anfibolici passanti a vere anfiboliti. Brani delle rocce incassanti sono interclusi nella massa granitica ed evidentemente metamorfosati. La traccia più visibile dell'azione di contatto esercitata dal granito sta anche qui in un notevole arricchimento in biotite per una sottile striscia lungo il contatto, ma a questo si aggiunge ordinariamente la comparsa nella roccia interclusa di numerosi cristallini di granato. Inoltre tutta la roccia ha modificato notevolmente la sua struttura, perdendo ogni traccia di scistosità, ed acquistando una tessitura finamente granulare, quasi saccaroide.

Le numerose sezioni mostrano sempre, lungo il contatto col granito, uno sviluppo considerevole di biotite scheletrica (Vedi tav. VIII, fig. 1), con forme assolutamente caratteristiche di associazione micropegmatitica col quarzo. Spesso le lamelle micacee contengono anche felspato in inclusioni tondeggianti, titanite, zircone, ecc. e sono contenute nel quarzo o nei felspati in forma di lamine arrotondate.

Insieme alla mica scheletrica si osserva sempre in queste rocce lungo la zona di contatto anche una considerevole diffusione di orneblenda cribrosa, e non raramente forme cribrose del felspato (labradorite), che contiene granuli goccioliformi di quarzo in notevole quantità.

Fuori della zona di immediato contatto col granito la roccia dell'intercluso presenta sempre una struttura pavimentosa tipica, con granuli poliedrici equidimensionali, regolarissimi, dei vari componenti (labradorite o labradorite-bytownite, orneblenda, biotite e, talvolta, pirosseno monoclino). I componenti accessori sono rappresentati da titanite, abbondante e sensibilmente pleocroica da giallo-miele a giallo-roseo, apatite, zircone, ossidi metallici neri opachi, solfuri metallici (pirrotite).

Frequentissime, come già si disse, le forme in cui a tutti questi componenti ordinari si aggiunge il granato (Vedi tav. VIII, fig. 2). Questo minerale si presenta in sciami od in zone di piccoli cristalli rossi o rosei, ben formati, e qualche volta è veramente abbondante. In sezione appare ancora sensibilmente roseo e ricco di inclusioni (titanite, anfibolo, ecc.). Le plaghe ricche di granato sembrano escludere il pirosseno.

Frequente pure una zonatura con zone a granato e zone micacee o anfibolico-pirosseniche.

g. *Forme di contatto col granito.*

I particolari strutturali o di composizione qui descritti si osservano pure nelle rocce che, sia a S. Fedelino sia presso le cave di Novate e di Riva, vengono a contatto col granito. Lo spessore della zona alla quale si estende l'effetto del contatto varia notevolmente a seconda della natura della roccia: non è superiore a pochi centimetri nei gneiss anfibolici e biotitici più acidi, mentre è considerevolmente maggiore nelle anfiboliti, che spesso, come dicemmo, si mostrano profondamente trasformate in massa nella loro struttura ed assumono tipiche strutture di corneane.

Ogni azione di contatto sembra invece mancare nei gneiss a due miche, i quali, come si può rilevare dal confronto delle descrizioni relative, presentano una spiccatissima analogia di composizione col granito.

Alle descrizioni antecedenti ci riportiamo ancora per quanto riguarda i contatti del granito coi calcifiri di S. Giorgio.

h. *Filoni aplitici e pegmatitici.*

Già si disse della frequenza con la quale nel granito delle cave si presentano i filoncelli pegmatitici. Essi abbondano tanto nelle cave di Riva come in quelle di Novate, ma specialmente in queste ultime la loro diffusione è veramente notevole. Se ne hanno dello spessore di pochi centimetri, ma anche di molto più potenti, e risultano con enorme prevalenza di quarzo e di ortoclasio, con poco plagioclasio e muscovite irregolarmente diffusa. Caratteristica la presenza costante di granato rosso, in cristallini non mai molto vistosi, ma limpidi e belli. Eccezionale invece la presenza di mica bruna o di altri componenti accessori.

Questi filoni si spingono anche fuori della massa del granito ed investono, insieme ai filoni granitici non differenziati, i gneiss circostanti, dando pure luogo a venuzze d'iniezione essenzialmente quarzose o con aspetto aplitico che si addentrano nei gneiss lungo i piani di scistosità.

Particolarmente frequenti e belli sono, come già si è ricordato, i filoncelli pegmatitici con bei granati e larghe lamine muscovitiche che si sviluppano sotto le cave alte di S. Giorgio, sul precipitoso pendio che domina il piano di Novate.

Sopra S. Giorgio s'incontra anche un bellissimo filone di aplite che attraversa il granito normale. La roccia, di color bianco leggermente verdognolo, forma un filone della potenza di parecchi decimetri che verso l'alto si divide in numerose vene minori. La grana è fina, se non finissima, e la struttura è interessante, perchè, piuttosto che prettamente aplitica, si può dire quasi minutamente porfirica, specie in certi punti: si tratta di una vera *alsbachite* nel senso del Rosenbusch. Un attento esame ad occhio nudo lascia già riconoscere dei granuletti bianco-opachi e dei granuletti vitrigni sparsi in una massa a grana finissima, con rare laminette muscovitiche.

L'esame microscopico conferma pienamente i dati dell'esame macroscopico. La roccia consta essenzialmente di individui ortoclasici di non grandi dimensioni e di plaghette quarzose tenuti insieme da una pasta microcristallina formata da quarzo e da minutissime lamelle sericitiche. Qua e là si osserva qualche lamella muscovitica di discrete dimensioni e qualche granulo di apatite. Frequenti le associazioni micropegmatitiche e vermicolari quarzo-felspato.

Tutta la roccia, che in massa appare molto compatta, in sezione svela le tracce di un'energica deformazione meccanica con intima deformazione delle plaghette quarzose e sviluppo di estinzioni irregolari tanto nell'ortoclasio come, e specialmente, nel quarzo.

Filoni pegmatitici del tipo di quelli ora ricordati, caratterizzati sempre dalla presenza, fra i minerali accessori, del granato rosso e dalla mancanza di minerali molto frequenti in simili forme, quali la tormalina, che sembra assolutamente eccezionale nella intrusione del S. Fedelino, si stendono tutto intorno alla regione di Novate e giungono sino alla diorite del Bassetta. Nella stessa valle dei Ratti invadono qualche volta anche il serizzo ghiandone.

Verso nord invece facies pegmatitiche che si possano ritenere perfettamente identiche con quelle delle cave non s'incontrano che all'estremo della propaggine granitica di Lottano

e in unione agli affioramenti più alti del granito in valle Codera. Intorno a Somaggia ed a S. Cassiano sono all'incontro frequenti filoni pegmatitici di tipo diverso e, come già si disse, pare molto dubbio che siano da collegarsi all'intrusione del S. Fedelino. In essi è caratteristica la diffusione della tormalina nera e del berillo, già da noi ricordata.

Più interessante, in questa parte settentrionale della zona studiata, è la presenza di non rare venette aplitiche, pure da noi ricordata.

Entro i gneiss del M. Matra e del Motto dell'Orso, in cui non mancano venuzze d'iniezione quarzose assolutamente tipiche, si trovano anche molto spesso filoncelli di tipo più propriamente aplitico, potenti da 2-3 centimetri fino a qualche decimetro. La roccia di questi filoncelli è bianca, con grana fina, e tessitura compatta o alquanto saccaroide. L'esame macroscopico lascia scorgere qualche volta zone o granuletti sparsi di granato roseo e, raramente, laminette muscovitiche. L'esame microscopico permette di riconoscere di solito abbastanza bene una tendenza allo sviluppo panallotriomorfo dei componenti, che è caratteristico di siffatte rocce. I componenti essenziali sono ortoclasio e quarzo; subordinatissimi un plagioclasio e muscovite; accessori apatite, granato e, in via eccezionale, titanite. Diffusissime le associazioni micropegmatitiche quarzo-ortoclasio e le associazioni micropertitiche ortoclasio-plagioclasio, con forme assolutamente tipiche e belle.

In uno di questi filoncelli si constatò la presenza, ben riconoscibile ad occhio nudo, della dumortierite, in piccolissima quantità. Il minerale si presenta in fascetti di aciculi intrecciati di colore azzurro-violaceo, talvolta alquanto grigiastro, con lucentezza sericea, lunghi al massimo qualche millimetro, ed inclusi talvolta nel quarzo e tale altra nel felspato. Osservati al microscopio questi aciculi mostrano un pleocroismo intenso con

a = azzurro-viola
b = giallo-verdognolo
c = quasi incoloro.

L'allungamento dei cristalli è negativo e l'estinzione rigorosamente parallela. La rifrazione è abbastanza forte: la birifrazione piuttosto debole.

Sacrificando un poco dello scarsissimo materiale, si riconobbe la presenza del boro con la consueta reazione alla fiamma con fluorite e bisolfato potassico.

Il minerale in questi filoncelli è estremamente raro. La sua presenza fu constatata, come è noto, anche in Valtellina [28].

In un altro filoncello della stessa località, alquanto più potente, si trovò eccezionalmente l'orneblenda in un fascio di grandi cristalli bacillari. Il minerale sembra però rappresentare un incluso enallogeno dell'aplite strappato casualmente alle rocce incassanti ed alquanto modificato nella sua struttura dall'azione dell'aplite stessa.

VI. Collegamenti della zona Verceia-S. Cassiano con le formazioni ad est e ad ovest di essa. Conclusioni.

Giunti alla fine dell'esame delle forme petrografiche principali che s'incontrano nella zona Verceia-S. Cassiano e descritto brevemente anche il granito di S. Fedelino, dobbiamo ora accingerci al ben più arduo compito di confrontare la formazione studiata con quelle che gli autori ci hanno fatto conoscere ad est e ad ovest di essa. Fedeli però all'indirizzo che ci siamo proposti fin da principio, il quale vuol essere eminentemente analitico, ci limiteremo a far risaltare le più salienti analogie ed i più netti contrasti fra le nostre formazioni e le altre, senza voler dar a queste analogie ed a questi contrasti un valore probativo assoluto, perchè ancora troppo incompleta, a nostro avviso, è la serie dei fatti accertati che noi conosciamo.

Dalle descrizioni fatte delle rocce della zona Verceia S. Cassiano, se si tien debito conto dei dati geologici antecedentemente accennati, si possono ricavare per essa alcuni caratteri particolarmente salienti che valgono a determinarne una fisionomia ben distinta.

Un primo e fondamentale carattere petrografico sta nella prevalenza assoluta di forme scistose a mica bruna o anfibolico-biotitiche. Le forme a muscovite sono subordinate e, ad ogni modo, non mai scompagnate dalle prime.

Un secondo carattere bene spiccato è impresso alla zona dalla presenza di frequenti forme a sillimanite, che vanno rendendosi più abbondanti verso i limiti settentrionali di essa, dove si osservano anche non rari esempi di forme gneissiche a cordierite. Da sud a nord la zona va incontestabilmente prendendo i caratteri di una zona di maggiore profondità (nel senso del Becke e del Grubenmann).

Un altra caratteristica molto spiccata deriva dalla presenza di intercalazioni basiche di origine chiaramente eruttiva, e precisamente dalla presenza di gneiss dioritici e di rocce anfibolico-pirosseniche di tipo granulitico, di lenti peridotico-pirosseniche ed anche di anfiboliti, sebbene queste ultime, data la loro diffusione, siano assai meno significative delle prime. Inoltre va ricordata la presenza di lenti di calcari cristallini e di calcifiri, con una non trascurabile abbondanza.

Il metamorfismo dinamico, più sviluppato a sud e meno sviluppato a nord, è un fenomeno generale in tutte le rocce della zona, manifesto, come di consueto, specialmente negli elementi chiari e nelle rocce più acide.

A questi caratteri fondamentali, dai quali, a mio avviso, non si può prescindere se si vuol confrontare la nostra zona con altre, altri se ne aggiungono che hanno valore più ristretto e che talvolta non escono dalla serie delle pure accidentalità locali. Così parmi si possano considerare, ad esempio, le forme di iniezione, che hanno indubbiamente una qualche estensione nella nostra zona, ed i filoni aplito-pegmatitici, come pure la stessa intrusione del S. Fedelino.

Riassunti così i caratteri generali della zona Verceia-S. Cassiano, dobbiamo dunque ora esaminare brevemente le formazioni che si sviluppano ad est e ad ovest della nostra regione, in direzione tale da far supporre possano essere la eventuale continuazione di quella.

Abbiamo già, nella prima parte della presente memoria, fatto rilevare che le formazioni gneissiche della bassa valle della Mera sono verso oriente interrotte nel loro andamento

dal vasto massiccio granitico-dioritico del serizzo ghiandone di Val Masino, il quale si stende ampiamente, non solo nel gruppo del Disgrazia, ma anche verso nord nelle vallate che scendono in Val Bregaglia e verso l'Alta Engadina, intercettando ogni possibile diretta continuazione delle nostre formazioni in direzione di est.

Rimane ora a vedersi se tra le formazioni che si sviluppano di là dalla massa granito-dioritica non ve ne sia alcuna che si possa ritenere più o meno direttamente legata a quelle della bassa valle della Mera.

La regione contigua al massiccio Albigna-Disgrazia comprende parte dell'Alta Engadina, il gruppo del Bernina, la valle Malenco e parte della Bassa Valtellina. Gli studi più importanti e fondamentali che si hanno su di essa rimangono ancora quelli del Theobald [3, 4], del Dalmer [14], del Diener [16, 20], del Melzi [21, 22], ai quali si aggiunsero in questi ultimi anni quelli notevolissimi del Cornelius [54, 55, 60, 69, 70], dello Staub [68, 71] e di altri ancora. Degni di speciale menzione, sia per la modernità dei metodi e delle vedute, sia perchè l'autore si occupò di tutta la regione che contorna immediatamente da nord-est a sud-est ed a sud il massiccio dell'Albigna-Disgrazia, quelli del Cornelius, ai quali principalmente mi riferirò nelle poche parole che seguono.

Se si prescinde dalla massa delle rocce verdi della Valle Malenco, che del resto, come ben nota anche il Cornelius [70], non vengono a diretto contatto col serizzo ghiandone di Val Masino, rimanendovi ordinariamente in mezzo una striscia gneissica, la formazione che circonda in massima parte il serizzo a nord-est e ad est è quella che fu chiamata «formazione del Maloja». Questa formazione, sviluppata nella parte più alta dell'Engadina a diretto contatto con la propaggine più settentrionale del serizzo, fu infatti riconosciuta dal Cornelius anche nella stessa valle del Masino, da poco sopra lo sbocco della valle (appena a nord di Buglio e dell'Alpe Vignone) fin presso Cattaeggio, comprendendovi esso anche i gneiss tabulari biotitici (beola) del Melzi [22]. A sud di questa formazione, che nel suo studio sulla regione di radici della bassa Valtellina il Cornelius chiamò «zona gneissica settentrionale», il contatto con la roccia granito-dioritica è formato fino oltre Dubino dalla «zona gneissica meridionale» di questo autore.

Con la massa delle rocce verdi di Valle Malenco vengono pure a contatto dovunque le rocce della serie del Maloja, che ne furono anche, secondo lo Staub, metamorfosate, come lo furono a contatto del serizzo.

La serie del Maloja è costituita essenzialmente da un complesso di gneiss ghiandolari verdicci, muscovito-albitici, con porfiroblasti di felspato alcalino, di gneiss sericito-albitici con clorite e di filladi scure ricche di grafite, di età probabilmente paleozoica.

Le rocce della «zona gneissica settentrionale», che a noi interessa maggiormente, perchè, data la direzione generale est-ovest della zona Verceia-S. Cassiano, è quella in più diretta corrispondenza con essa, constano essenzialmente [70] di:

a) Gneiss chiari con mica verde predominante e di solito con grandi ghiandole felspatiche (al microscopio: ortoclasio o microclino, albite, quarzo e muscovite verde-chiara, o fengite, essenziali; epidoto, actinolite-orneblenda e biotite subordinati ed eccezionali; titanite, apatite, zircone, ortite accessori), ritenuti sempre ortogneiss dall'autore.

b) Filladi con quarzo, albite, muscovite e clorite predominanti, ed apatite, zircone e minerali metallici accessori.

c) Gneiss biotitici di Val Masino (beola), con facies spesso ghiandolare per grandi ghiandole ortoclasiche. La roccia è caratterizzata dall'associazione ortoclasio-quarzo-plagioclasio acido (albite-oligoclasio)-biotite, con muscovite e granato subordinati, e apatite, ortite, titanite, magnetite e zircone accessori. A contatto del serizzo è metamorfosata.

d) Gneiss granitici e dioritici intercalati nella massa del M. Poggio Cavallo, non ancora ben noti nel loro sviluppo e nella loro composizione.

e) Pegmatiti, scarse, tormalinifere, entro i gneiss a muscovite tipici.

f) Anfiboliti, eccezionali e pochissimo importanti.

g) Scisti verdi, con epidoto, albite e clorite (simili agli scisti cloritico-epidotici dell'Alta Engadina, e, aggiungiamo noi, alle prasiniti delle pietre verdi).

h) Sedimenti mesozoici, con dolomie cavernose, marmi chiari dolomitici e calcari marmorei azzurro-cinerei.

Non occorre un esame più approfondito delle rocce costituenti questi due membri corrispondenti della serie del Maloja, per il quale rimando alle memorie del Cornelius [55, 70], perchè risalti la differenza che intercede tra la formazione Verceia-S. Cassiano e quella del Maloja e dei gneiss settentrionali della bassa Valtellina presi nel loro complesso. Le forme gneissiche a biotite sono in queste ultime affatto eccezionali, mentre predominano gneiss a muscovite verde e filladi scure grafitiche che nella zona di Verceia sono assolutamente assenti. Solo a nord-ovest di Chiavenna e di Gordona osservai forme che possono ricordare quelle descritte pel gneiss di Maloja, ma si tratta di una regione che è fuori dei limiti della nostra zona.

Le beole di valle del Masino possono esse pure ricordare, per la sola composizione mineralogica, alcune delle forme gneissiche della zona di Verceia, ma si tratta di un'analogia che va intesa in un senso molto largo e ad ogni modo è limitata ad una sola delle forme petrografiche della zona stessa e non delle più tipiche e consuete.

Le rocce della zona gneissica meridionale del Cornelius, corrispondenti alla parte più bassa delle rocce della valle del Masino inferiore nel senso del Melzi [22], constano essenzialmente di scisti filladici con interstrati quarzosi, passanti a vere quarziti micacee (del tipo delle «quarziti di Pejo» di Hammer [45]) e contenenti talvolta scisti carboniosi (Curioni [7]), affatto simili alle filladi carboniose del Trener [40].

Più ad oriente dei contatti con la diorite del Bassetta, questa formazione passa qua e là a gneiss biotitici ed a gneiss a due miche, mentre in vicinanza della diorite si hanno i micascisti ricchi di biotite e molto scistosi che abbiamo già ricordato nella prima parte del presente lavoro. I gneiss biotitici sono ritenuti dal Cornelius come rocce equivalenti delle filladi quarzose, metamorfosate dal contatto con le pegmatiti da cui esse sono attraversate: fra i loro componenti accessori contengono la sillimanite, che prova appunto una metamorfosi ad alta temperatura.

Questo complesso di formazioni, per la cui descrizione particolareggiata rimando specialmente alle opere del Melzi [22] e del Cornelius [71], risponde, sia per la composizione e la natura delle intercalazioni sia per la direzione generale de' suoi banchi, agli scisti del Tonale illustrati dall' Hammer [35] e dal Trener [40] nel gruppo del Tonale e da Spitz e Dyhrenfurth [62] nel gruppo del Bernina.

All'estremità inferiore della Valtellina, su entrambi i fianchi della valle, si sviluppano invece i così detti «scisti di Morbegno» del Cornelius, che corrispondono agli scisti del Legnone dei nostri autori ed ai micascisti della zona dei laghi in senso generale: essi sono separati dai gneiss meridionali da una linea di distacco tectonico, la quale non è che il prolungamento di quella notata già a nord di Sorico, e sono fuori da ogni probabile collegamento con la zona di Verceia.

Le intercalazioni in questa «zona gneissica meridionale» del Cornelius sono rappresentate da

a) Calcescisti grigio-verdognoli, a sottili strati o fogliettati, rari.

b) Calcari marnosi, bianchi o grigio-azzurrognoli o zonati, spesso iniettati dalle pegmatiti e allora ricchi di minerali di contatto (granato rossiccio, pirosseno monoclino verde scuro, albite, clinozoisite, titanite e minerali metallici).

c) Verrucano e dolomie e calcari mesozoici.

d) Granito di Dazio.

e) Pegmatiti, frequentissime.

f) Gneiss occhiadini del M. Saline e M. Combolo, molto simili a quelli della zona gneissica settentrionale.

g) Tonalite di Aschieri in Val Malenco, di Campocologno e dello sbocco di Valle del Masino; rocce molto simili alla roccia dioritica del M. Bassetta.

h) Gabbro di Campocologno.

i) Anfiboliti della zona da Ardenno a Tirano, ecc.

l) Scisti cloritico-epidotici.

m) Rocce filoniane basiche (molto simili alle porfiriti descritte dal Melzi nel versante settentrionale della catena orobica [21]).

La formazione chiamata dal Cornelius «zona gneissica meridionale» offre certamente con la zona Verceia-S. Cassiano una serie di analogie molto meno imperfetta di quella della zona gneissica settentrionale e della serie del Maloja, nè vorrei escludere in modo assoluto che una corrispondenza, pure in senso molto largo, esista fra la parte meridionale, e specialmente la parte tra Sorico e Bugiallo, della zona di Verceia e il tratto di formazione che costituisce l'estremo occidentale (fra Dazio e Dubino) della zona gneissica del Cornelius. Ma se ben si considerano i caratteri fondamentali della zona del Cornelius, che corrispondono a quelli degli scisti del Tonale degli Autori, di cui essa appare la naturale continuazione, e si confrontano coi caratteri generali da noi rilevati in tutta la regione esaminata, non esclusa la parte adiacente a Sorico ora accennata, tale corrispondenza non appare molto evidente. I micascisti granatiferi, grafitici, sillimanitici dei dintorni di Bugiallo, quantunque innegabilmente somiglianti a forme elencate dal Cornelius e già del resto ben note fra Morbegno e Tirano, non mi sembrano separabili dalle forme a sillimanite di Verceia, che sono a lor volta inseparabili dal resto della zona di Verceia-San Cassiano per tutte le ragioni che abbiamo più volte ricordate ed esaminate.

Concludendo, mi sembra adunque assai probabile che la zona Verceia-S. Cassiano non abbia un diretto corrispondente ad oriente del grande massiccio granito-dioritico di Val del Masino. Ma se questo corrispondente, pur con caratteri petrografici considerevolmente mutati, esiste, esso non può trovarsi che nella zona gneissica meridionale del Cornelius; il che torna come dire che la zona Verceia-S. Cassiano è la continuazione occidentale della zona degli scisti del Tonale, di cui detta zona gneissica è parte. La mancanza di descrizioni esaurienti e complete di tutte le rocce che formano le zone del Cornelius non ci permette di esprimerci con forma più recisa.

Se ora rivolgiamo l'attenzione alle formazioni che stanno ad occidente della regione studiata, dobbiamo riconoscere che, almeno dal punto di vista puramente petrografico, i collegamenti appaiono senza confronto più evidenti e più facili che non con le formazioni orientali. I confronti sono inoltre facilitati dall'esistenza di lavori petrografici particolareggiati, i quali, almeno per la regione che sta ad occidente del Lago Maggiore, ci permettono ravvicinamenti più precisi ed esaurienti di quelli che sono possibili con le rocce valtellinesi, studiate maggiormente dal punto di vista tectonico che non dal punto di vista puramente descrittivo.

Già dicemmo, parlando dei supposti collegamenti tra la formazione basica Ivrea-Verbano e la diorite del M. Bassetta, che per la regione compresa tra la Valsesia ed il Lago Maggiore, oltre a pregevolissimi lavori più antichi [1]), possediamo gli studi di Artini e Melzi [27], quelli degli Ingegneri del R. Ufficio Geologico [34, 37, 44, 47], del Porro [25], ecc. Aggiungeremo ora che per la plaga compresa tra la val Maggia e la val del Ticino ci tornano assai utili specialmente i lavori del Klemm [43, 52] e del Gutzwiller [56, 57, 65], oltre alla stessa carta del Rolle [11], e che affatto recentemente uno studio del Radeff [2]) sulla geologia della regione compresa tra il Lago Maggiore e le Centovalli venne a completare la conoscenza della sponda destra dell'alto Verbano.

A questi lavori, e specialmente a quello dell'Artini e del Melzi sulla Valsesia, che rimane ancora la più completa monografia petrografica della letteratura scientifica italiana, ci riferiremo nei raffronti che stiamo per fare tra la nostra regione e le regioni ad essa adiacenti verso occidente.

Cominciamo ad esaminare, con la scorta dei lavori del Klemm e del Gutzwiller, le formazioni che costituiscono il fianco destro della vallata del Ticino, fra Bellinzona e la Val Maggia. È questa tra le regioni petrograficamenie bene studiate quella che sta più vicina alla nostra verso occidente, poi che nessun lavoro particolareggiato ancora si ha per la regione compresa tra la vallata del Ticino ed il bacino inferiore della Mera, e neppure per il fianco sinistro della valle del Ticino sotto Bellinzona. Essa forma la zona meridionale gneissica del massiccio detto del Ticino, ed appare distinta, secondo i detti autori, sia dagli ortogneiss che formano la parte settentrionale e preponderante del massiccio del Ticino, sia dagli scisti del massiccio dei laghi che le stanno a sud, separati da essa dal vasto piano alluvionale Bellinzona-Locarno.

Secondo il Gutzwiller [57, pag. 14], essa consta essenzialmente di gneiss tabulari e venati, acidi e molto cristallini, generalmente biotitici, ma talvolta anche a due miche ed anfibolici. Questi gneiss si alternano qua e là con gneiss e scisti scuri, d'origine sedimentare. Inoltre vi si osservano sia intercalazioni anfibolitiche e masse di anfiboliti, di anfiboliti granatifere e di peridotiti, sia ortogneiss acidi e lenti di calcari cristallini. Il carattere più saliente di questa zona è dato dall'esistenza di potenti filoni pegmatitici e da innumerevoli vene aplitiche, ordinariamente concordanti, intercalati in tutto il complesso dei banchi gneissici. Queste intrusioni acide cominciano a forma di radice e poi si insinuano e penetrano in forma di sottili venuzze fra gli straterelli micacei, sì da aversi infine un'intima mescolanza fra la parte intrusa e l'elemento originario della roccia. I gneiss zonati appaiono appunto così formati, e sono quindi tipici gneiss d'iniezione.

Le pegmatiti sono per la massima parte muscovitiche, ma ve ne sono anche a due miche ed esclusivamente biotitiche. Come elementi accessori contengono tormalina, granato e talvolta berillo.

Insieme alle pegmatiti si hanno anche vene esssenzialmente quarzose.

Quanto più i filoni pegmatitici perdono in potenza tanto più la loro grana si fa minuta, e passano a forme prettamente aplitiche attraverso a forme a grana media che si possono

---

[1]) U. Gerlach, *Die Penninischen Alpen* (Neue Denkschr. d. allg. schweiz. Gesellschaft; Zurigo, 1869).
C. F. Parona, *Valsesia e Lago d'Orta*, (Atti Soc. It. Sc. Nat.; Milano, 1886).
S. Traverso, *Geologia dell'Ossola*. Genova, 1895.

[2]) Wassil G. Radeff, *Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza (Centovalli)*, (Eclogae geol. Helv.; vol. XIII, 1915).

chiamar apliti granulari. Queste apliti assomigliano per la loro struttura estremamente alle apliti da noi ricordate nella parte settentrionale della zona di Verceia-S. Cassiano.

Riguardo alla tessitura, i gneiss iniettati di questa zona sono nella grande maggioranza dei casi gneiss tabulari o zonati, con passaggi a forme ghiandolari od occhiadine ed a forme di arteriti. Frequenti in tutta la zona gneiss d'iniezione pieghettati.

Insieme a queste rocce si hanno anche scisti di evidente origine sedimentare ed ortogneiss altrettanto tipici.

Questa formazione, di cui il Gutzwiller descrive partitamente i vari componenti, si continua verso ovest nelle Centovalli, mantenendosi a nord della massa delle rocce basiche che ivi formano l'estrema propaggine della zona d'Ivrea, e degli scisti di Losone, equivalenti degli scisti di Rimella e Fobello.

Ora, se noi confrontiamo i caratteri generali di questa zona con quelli della zona Verceia-S. Cassiano, dobbiamo senza dubbio riconoscere che alcune analogie tra le due zone si hanno. E queste analogie si possono riassumere essenzialmente

a) nel predominio comune di gneiss biotitici molto simili tra di loro;

b) nella somiglianza innegabile tra certe forme subordinate di gneiss biotitico-anfibolici e di gneiss a due miche;

c) nella presenza in entrambe le zone di forme gneissiche zonate, originate da iniezione aplitica;

d) nella somiglianza, già notata, tra le vene aplitiche ticinesi e quelle dei dintorni di S. Cassiano.

A queste s'aggiungano altre analogie di minor conto, sebbene non trascurabili, rappresentate dalla natura delle intercalazioni spesso molto simili nelle due zone.

Ma accanto a queste analogie bisogna elencare anche non minori divergenze, che, a nostro avviso, sembrano ancor più caratteristiche, e prima fra tutte la mancanza nella zona del Ticino di forme a sillimanite, che sono tanto diffuse e tipiche nella zona di Verceia-S. Cassiano.

Notiamo inoltre che le forme gneissiche tabulari-zonate d'iniezione, che sono le più diffuse e caratteristiche tra le forme della zona meridionale dei gneiss del Ticino, quantunque non manchino nella zona di Verceia, sono in questa affatto subordinate alle forme più normali di paragneiss e di ortogneiss, ed il loro sviluppo, sia nel gruppo del Berlinghera, sia presso S. Cassiano è troppo evidentemente legato a cause che mi sembrano affatto locali perchè vi si attribuisca un soverchio valore. Aggiungerò ancora che certe forme gneissiche descritte dal Klemm e dal Gutzwiller come tipiche per la loro regione, sebbene specificamente simili a forme nostre, non trovano riscontro nelle rocce della zona di Verceia. Così, ad esempio, le forme gneissiche di Locarno, dello sbocco di Val Verzasca, ecc. da me appositamente esaminate.

Difficile è fare un raffronto esauriente tra le intercalazioni e le forme subordinate delle due zone, perchè non se ne hanno per la plaga ticinese descrizioni moderne particolareggiate, ma, per quanto si sa, neppure da questo lato emergono analogie caratteristiche e di valore assoluto e indiscutibile tra la formazione nostra e quella che, stando all'andamento generale delle zone, avrebbe pur grande probabilità di esserne il diretto prolungamento verso ovest.

A sud-ovest di Locarno e della formazione ora brevemente esaminata, prescindendo dai noti «scisti di Losone», che nella carta geologica delle Alpi occidentali [47] furono segnati come equivalenti agli scisti di Rimella e Fobello in Valsesia, ritenuti da Artini e

Melzi come propotti di una enorme laminazione del Gneiss Sesia e delle forme in questo comprese, si sviluppano le rocce eruttive basiche della zona d' Ivrea, e a sud di queste, fra Cannobio e Ascona, le rocce equivalenti alla zona occidentale dei Gneiss Strona di Artini e Melzi, conglobate dai rilevatori dell' Ufficio Geologico nella formazione «diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano».

L'esame delle rocce quivi sviluppate ci riconduce alla questione, prospettata sin da principio, della esistenza di una eventuale continuazione della zona dioritico-kinzigitica Ivrea-Verbano ad oriente del Lago Maggiore. Ma, prima di riprendere questa questione, alla quale abbiamo dato, in accordo col Novarese e col Cornelius, una risposta negativa, nel senso che la diorite del Bassetta, ritenuta da vari autori come la continuazione diretta verso est della zona d' Ivrea, non ci pare collegabile con questa, esaminiamo riassuntivamente i caratteri petrografici delle zone che ad occidente del Lago Maggiore si sviluppano a sud dei gneiss del Ticino. Fra queste ci interessano la zona chiamata dal Gerlach Gneiss-Sesia e, principalmente, la zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano.

La zona dei Gneiss-Sesia, minutamente analizzata da Artini e Melzi, consta di un complesso di formazioni assai varie per aspetto e per composizione, ma la forma petrografica più comune è «un gneiss scistoso, qua e là minuto, leggermente occhiadino, tal volta micascistoso, caratterizzato dalla tinta d' insieme chiara, decisamente grigio-verdastra. Questa tinta verdastra, dovuta per gran parte alla mica bianca, che è decisamente colorata e pleocroica anche in sezione sottile, e in minor parte alla biotite, ch' è pur verde, e altri minerali verdi o giallo-verdastri (epidoto, anfibolo, clorite) è comune alla massima parte delle facies litologiche di questa formazione, e rende meno appariscenti gli interstrati, pur così frequenti, di rocce prasinitiche ed analoghe. L'altra nota caratteristica è la natura del felspato, sempre esclusivamente alcalino, e per la massima parte albite». [27, pag. 156]. Insieme con queste forme, con alternanze e graduali passaggi, si osservano in vari punti forme massiccie granitoidi, di tre tipi principali: un tipo alcali-sienitico a microclino, povero di quarzo; un tipo grano-dioritico, spesso aplitico, a quarzo e albite; e un tipo dioritico pirossenico-anfibolico.

Tutte queste forme sono fortemente, e talvolta fortissimamente dinamometamorfiche. Micascisti, talvolta granatifero-anfibolici, e prasiniti si intercalano in numerosissimi banchi entro questa formazione, ed assomigliano molto a quelli della zona delle pietre verdi. Vi si hanno inoltre masse calcaree. Gli scisti di Fobello e Rimella, chiamati già dal Gerlach *micascisti*, e dal Parona *gneiss talcosi*, *scisti talcosi* e *scisti sericitici* sono ritenuti, come dicemmo, equivalenti dei Gneiss-Sesia con fortissima laminazione.

Questi i caratteri generali della zona dei Gneiss-Sesia quali sono esposti da Artini e Melzi. Anche in questo caso non occorrono molte considerazioni per dimostrare che la zona di Verceia-S. Cassiano nulla ha di somigliante con la zona ora considerata. Piuttosto diremo che la formazione dei Gneiss-Sesia offre invece un'analogia abbastanza spiccata con la formazione del Maloia del Cornelius, che abbiamo antecedentemente ricordata.

Ma ben altre analogie compaiono dal confronto tra la zona di Verceia e quella dioritokinzigitica Ivrea-Verbano, intesa nel largo senso che ad essa fu attribuito dai rilevatori del R. Ufficio Geologico, e precisamente con quella parte di questa che da Artini e Melzi fu tenuta separata dalle formazioni eruttive basiche col nome di «zona occidentale del Gneiss-Strona».

Questi autori infatti, i quali veramente riuniscono nella zona del Gneiss-Strona anche una striscia di micascisti e gneiss, che fu dai rilevatori del R. Ufficio Geologico riunita

invece al massiccio dei laghi, riassumono i caratteri della zona occidentale dei loro Gneiss-Strona come segue:

« Il micascisto a sillimanite è forse il tipo litologico più caratteristico fra quelli che rappresentano la formazione. Ha struttura molto marcatamente scistosa, quasi fogliacea o pellicolare, e una tinta scura, bruno-violacea a riflessi vellutati, dovuta all' abbondanza della biotite in larghe membrane ondulate ».

« Altrettanto ricco in biotite, ma con struttura granulare ad elementi più minuti, non di rado zonato, è il gneiss granulare biotitico. Vi è scarsa la sillimanite, ma le diversità ch'esso presenta col precedente sono piuttosto qualitative che sostanziali, ed ambedue le forme devono essere considerate dal punto di vista geologico, come rappresentanti di un unico piano: hanno entrambe il carattere di *parascisti* ed entrambe forse, oltre che al metamorfismo regionale, devono in parte la loro attuale composizione e struttura ad una non energica ma larga azione del metamorfismo di contatto ».

« Questa zona micascistosa-gneissica continua con lo stesso andamento (da sud-ovest a nord-est) oltre i limiti della nostra regione (la Valsesia), e traversando la valle della Toce si spinge fino alla Val Cannobina, e alla riva occidentale del Lago Maggiore » [27, pag. 132].

In questa zona abbondano i calcifiri, spesso zonati, con olivina, pirosseno, flogopite, spinello, ecc. ecc., con forme di contatto con gli scisti includenti ricche di anfiboli, epidoto, titanite, wernerite.

« Alternanti e regolarmente interstratificati col micascisto si osservano pure numerosi e svariati banchi di rocce silicate basiche, specialmente anfiboliche e pirosseniche, di aspetto e potenza assai vari. Il tipo più diffuso è quello di un'anfibolite feldspatica, grigio scura fino a nerastra, zonata, che qua e là è più massiccia, e si arricchisce di pirosseno accessorio, o di biotite, passando al gneiss dioritico. Le forme più ricche di pirosseno, o vere granuliti pirosseniche, sono meno diffuse, e come i gneiss pirossenico-anfibolici, in masse di minore importanza » [27, pag. 134]. Le forme pirosseniche, come le più diffuse forme anfiboliche, sono probabili apofisi della massa eruttiva basica che costeggia questa zona verso occidente.

La zona orientale dei Gneiss-Strona di Artini e Melzi, che, come dicemmo già, è da questi autori riunita alla zona occidentale in un'unica formazione, mentre i rilevatori del R. Ufficio Geologico l' hanno separata da questa per aggregarla alla zona dei laghi, è essenzialmente gneissica, e consta di gneiss a due miche, di gneiss minuti biotitici e di gneiss pellicolari a microclino, con prevalenza di queste due ultime forme, e con intercalazioni di gneiss ghiandolari anfibolici passanti a vere forme di serizzo, e di anfiboliti minute, scistose.

Fra queste forme e quelle della zona occidentale esistono graduali passaggi, di modo che il carattere generale della zona è mantenuto e le forme gneissiche della zona orientale possono considerarsi come semplici facies locali.

Nella formazione dei Gneiss-Strona si hanno anche masse serpentinose, ed Artini e Melzi ne citano due, identiche pel loro aspetto: quello di Oira sul lago d'Orta, nei gneiss, e quella di Chesio in Val Strona, entro i micascisti a sillimanite.

Artini e Melzi nel loro lavoro [27, pag. 158] riassumono appositamente le caratteristiche petrografiche della formazione dei Gneiss-Sesia e di quella dei Gneiss-Strona e le raffrontano allo scopo di far emergere le differenze che intercedono tra l'una e l'altra e che non permettono riavvicinamento alcuno tra di esse.

Crediamo utile riportarle qui, tanto più che, dopo la pubblicazione della monografia sulla Valsesia, non mancarono autori, i quali, per pure vedute teoriche, tornarono a riunire in un'unica formazione le due zone, trascurando interamente i dati petrografici, che dovrebbero invece fornire le sole basi sicure di ogni possibile riavvicinamento tra formazioni di questa natura.

Secondo Artini e Melzi si ha:

a) La tinta d'insieme del gneiss-Strona è bruno violacea, sempre calda, mentre nel gneiss-Sesia è grigio-chiara verdastra, fredda.

b) Nel gneiss-Strona è frequentissima, spesso copiosa la silimanite, che manca nel gneiss-Sesia completamente.

c) Nel gneiss-Sesia è abbondantissimo l' epidoto-zoisite, che è invece scarso e subordinatissimo nelle forme gneissiche e micascistose del gneiss-Strona.

d) Nel gneiss-Strona prevale la biotite, che ha la tinta bruna caffè, mentre nel gneiss-Sesia predomina grandemente la muscovite verde, e la biotite è pure bruno-verde; nel gneiss-Strona la muscovite non è mai verde.

e) I feldspati del gneiss-Strona sono spesso, quasi sempre anzi, prevalentemente sodico-calcici, di media basicità (oligoclasio-labradorite): nel gneiss-Sesia tra i plagioclasi non è presente che l'albite, associata al microclino.

f) Clorite e anfiboli verdi sono comuni nelle forme del gneiss-Sesia, mentre sono rari o mancano affatto nei micascisti o gneiss della Strona.

g) Il carattere degli interstrati basici è prasinitico nel gneiss-Sesia, mentre nel gneiss-Strona è pirossenico-granulitico o anfibolitico-dioritico.

h) Al contatto con le rocce eruttive basiche nel gneiss-Strona si osservano forme metamorfiche a cordierite, mentre nel gneiss-Sesia non esistono o non sono più riconoscibili.

i) Le forme massicce a microclino e albitico-quarzifere, così importanti e diffuse nel gneiss-Sesia, mancano affatto nel gneiss-Strona.

l) Gli interstrati e i banchi calcari sono diversi per aspetto e composizione mineralogica nelle due formazioni.

Dal punto di vista tectonico, ricorderemo che Artini e Melzi [27, pag. 131], in accordo col Parona [1]), ritengono che l'intera formazione dei gneiss-Strona sia curvata in ampio anticlinale.

Ora, chi esamini attentamente i caratteri qui riportati per la formazione dei gneiss-Strona, e specialmente quelli della zona occidentale di questa, riunita dai rilevatori del R. Ufficio Geologico alla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano, e li confronti con quelli della zona Verceia-S. Cassiano, non può non essere colpito dalla profonda somiglianza che dal punto di vista petrografico le due zone presentano; senza mutarne parola, le descrizioni riportate di Artini e Melzi potrebbero riferirsi alla zona di Verceia. Le sole differenze di qualche entità che dal confronto si possono rilevare trovano facile spiegazione in fenomeni di carattere, diremo così, locale, come la presenza della intrusione granitica di S. Fedelino, con le sue forme filoniane e d'iniezione ed i suoi contatti, e la mancanza, o, meglio, la scarsità di forme eruttive basiche nella zona di Verceia. Notiamo inoltre che, sebbene alcune delle forme gneissiche della zona orientale dei gneiss-Strona siano rappre-

---

[1]) C. F. Parona, Op. cit.

sentate da termini affatto identici nella zona di Verceia, come i gneiss ghiandolari anfibolici e qualche forma di gneiss minuti, la zona di Verceia sembra rispondere essenzialmente alla facies della zona occidentale dei gneiss-Strona con scisti a sillimanite e gneiss biotitici prevalenti.

Un'altra notevole analogia che ha forse una più vasta portata, sta nell' accentuarsi in entrambe le zone delle forme più massicce, delle forme a sillimanite e, in genere, delle forme a più marcato metamorfismo regionale e di contatto, quali le forme a cordierite, verso il fianco nord della zona, suggerendo l'idea che questo fianco risponda ad una zona di maggiore profondità nel senso del Becke. Ed anzi noto che nell' opera di Artini e Melzi l'idea, sviluppata poi dal Becke e dal Grubenmann sui caratteri delle zone scistoso-cristalline di diversa profondità, si trova a questo proposito già chiaramente espressa.

Il prolungarsi della zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano fino al lago Maggiore, dove essa è tagliata dalla depressione lacustre tra Cannobio e Locarno, fu già più volte affermato ed è riconosciuto da tutti. Ciò nonostante noterò ancora che presso Brissago fu dal Grubenmann [42] descitto un gneiss a sillimanite affatto identico a quelli dei gneiss-Strona [1]) e che nella già citata recente pubblicazione del Radeff siffatto collegamento viene di nuovo riconosciuto ed affermato. Quest'ultima memoria, dai cui concetti direttivi fondamentali e dalle cui conclusioni dissento però profondamente [2]), ci offre qualche nuovo dato sulla struttura dell'estremo lembo settentrionale della zona d'Ivrea. All'autore di essa, che pur si è occupato diligentemente delle varie lenti calcaree che s'incontrano tra Brissago e Ascona, attribuendo anzi ad esse una estensione ed una continuità enormemente esagerate, è però sfuggita la presenza, presso Brissago, di calcifiri ad humite e flogopite, che a me fu dato recentemente di riconoscere e che costituiscono una nuova analogia tra quella formazione e la nostra, come sono sfuggite interamente le forme a wernerite di quella località [3]).

A tutte queste considerazioni desunte dalla letteratura delle formazioni ad occidente del Lago Maggiore debbo poi aggiungere che i confronti istituiti direttamente tra le forme petrografiche più caratteristiche dei gneiss-Strona e quelle della zona Verceia-S. Cassiano

---

[1]) Non possiamo lasciar passar sotto silenzio il fatto che il Grubenmann, descrivendo il gneiss sillimanitico di Ronco presso Brissago, mostra di credere d'aver scoperto tale forma petrografica nelle Alpi (Sillimanitgneiss ist bis jetzt aus den Alpen nicht bekannt geworden....), mentre sette anni prima Artini e Melzi avevano già descritto ed illustrato la splendida serie delle forme a sillimanite della Valsesia.

[2]) Non è qui la sede opportuna per un esame particolareggiato della memoria del Radeff sopra citata. Senza discutere le opinioni di questo Autore sulla geologia della regione fra il Lago Maggiore e le Centovalli, che quivi crede di poter stabilire l'esistenza di quattro sinclinali e di cinque anticlinali stipatissime. radici di cinque falde di carreggiamento, credo però di dover dichiarare che il fatto solo ch'egli riunisca in una sola massa i gneiss-Strona a sud delle rocce eruttive basiche ed i gneiss-Sesia che stanno a nord di queste, e li specifichi tutti senz'altro come gneiss d'iniezione, dimostra quanto sia deficiente in questo lavoro l'indagine petrografica positiva.

Chi abbia visitata la località non mancherà poi di stupirsi nel vedere come siano state dal Radeff interpretate le lenti calcaree che quivi s'incontrano e parecchie altre formazioni della regione, quali ad esempio gli scisti di Losone. Comunque sia però, e siano pure esattissime le ipotesi del Radeff, è da augurarsi che le ardite sintesi che ora si tentano per l'origine della catena alpina in base alla teoria dei carreggiamenti abbiano ad avere una più solida documentazione petrografica ed anche semplicemente topografico-geologica.

[3]) L'esistenza di calcari a wernerite presso Ascona fu riconosciuta dall'ing. E. Bazzi di Brissago, che me ne diede gentile comunicazione. La wernerite fu trovata pure nell'Ossola dallo Spezia, (vedi G. Spezia, *Intorno ad un calcifiro della zona delle pietre verdi*. Torino, 1875).

*

confermano in modo perfetto le analogie fra le due formazioni, sino al punto che campioni di roccia provenienti dall'una e dall'altra si possono confondere tra di loro.

Ed ora veniamo alle conclusioni.

Esaminando nella prima parte della presente memoria la questione della continuazione ad oriente del Lago Maggiore della zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano, che da molti autori si voleva far coincidere con la diorite Sorico-M. Bassetta, abbiamo cercato di dimostrare, in accordo col Novarese e col Cornelius, che fra la diorite del Bassetta e la zona d'Ivrea non è possibile accordo alcuno d'indole petrografica o geologica. Ed abbiam pure ricordato l'opinione del Novarese, secondo la quale, delle zone che s'incontrano ad occidente del Lago Maggiore, e cioè la zona degli scisti di Rimella e Fobello, corrispondente a quella degli scisti di Losone (gneiss-Sesia), la zona d'Ivrea e la zona micascistosa dei laghi, solo la zona dei laghi continua verso est, mentre la linea di distacco tectonico fra la zona d'Ivrea e quella degli scisti di Rimella si continuerebbe con quella che sta a nord delle masse dolomitiche della valle Morobbia, del Sasso di Peglio e di Dubino.

Abbiamo fatto allora le nostre riserve sull'eventuale continuazione verso est della zona diorito-kinzigitica Ivrea - Verbano con formazioni che non fossero la diorite del Bassetta. Esaurito ora lo studio della zona Verceia-S. Cassiano, non possiamo esimerci dal dichiarare che, petrograficamente parlando, la zona diorito-kinzigitica, specie nella sua parte chiamata da Artini e Melzi «zona occidentale del gneiss-Strona» e forse non senza ragione separata dalle formazioni eruttive basiche, ci pare assolutamente identica alla zona di Verceia in tutti i suoi caratteri essenziali.

Vogliamo con questo affermare senz'altro che la zona di Verceia sia la continuazione verso oriente della zona dei gneiss-Strona, e, di conseguenza, della zona d'Ivrea, di cui essa è parte secondo il concetto ora corrente? Non desideriamo forzare la portata dei fatti. Altri complessi di formazioni molto simili alla zona diorito-kinzigitica furon scoperti e illustrati nelle Alpi Occidentali, come, ad esempio, nella zona Sesia-Lanzo, in Valsavaranche, dai rilevatori del R. Ufficio Geologico. La zona di Verceia-S. Cassiano potrebbe essere analoga ad uno di questi, che sono legati alla zona d'Ivrea da una pura somiglianza petrografica e non da un nesso di continuità. Ma è però significativo il fatto che la zona di Verceia sia assai facilmente collegabile in direzione con l'estremità nord-est della zona d'Ivrea, la quale viene a cadere tra Locarno e Cannobio sul Lago Maggiore, e vien fatto di pensare che questa zona, considerevolmente assottigliata in corrispondenza dell'alto bacino del Verbano e nascosta poi dal piano alluvionale del Ticino fra Locarno e Bellinzona, torni a dilatarsi in corrispondenza della bassa valle della Mera con la zona da noi appunto chiamata di Verceia-S. Cassiano.

A questo secondo modo di spiegare le enormi analogie petrografiche tra le due formazioni, che pur sembra invero più rispondente alle probabilità, si opporrebbe l'esistenza della già ricordata linea di distacco tectonico, messa in particolare evidenza dal Novarese e dal Klemm. Se veramente la linea di distacco che separa le formazioni a sud della diorite Sorico-Bassetta dalle formazioni che si sviluppano a nord di questa, equivalente secondo il Cornelius al distacco fra i suoi scisti di Morbegno e la sua zona gneissica meridionale della bassa Valtellina, rispondesse alla linea di distacco che separa la zona d'Ivrea della zona dei gneiss-Sesia, il dubbio non sarebbe più possibile: la zona di Verceia sarebbe tectonicamente separata da ogni possibile prolungamento della zona d'Ivrea. Rimane dunque da vedersi se la linea di disturbo tectonico ora accennata ha veramente l'andamento attribuitole dal Novarese. E noi non abbiamo, come nota anche il Cornelius, dati

sufficienti per risolvere il problema. Di guisa che, esposto il dato positivo della enorme somiglianza petrografica tra la zona Verceia-S. Cassiano e quello d'Ivrea che rimane a nostro avviso affatto inconcusso, rimettiamo al lettore la soluzione del problema se la zona d'Ivrea si continui o no con la zona di Verceia. Dal canto nostro riteniamo però che solo lo studio particolareggiato della regione compresa fra la bassa valle della Mera e l'alto bacino del Verbano potrà togliere ogni dubbio in proposito, collegando le due regioni, ormai abbastanza note.

Nè vogliamo terminare senza aver ricordato quanto già abbiam notato antecedentemente, pur senza insistervi, e cioè che come la zona di Verceia riproduce i caratteri petrografici della zona dei gneiss-Strona e della zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano, la zona del Maloja, illustrata dal Cornelius, che segue verso nord alla zona di Verceia, riproduce in modo certamente notevole i caratteri dei gneiss-Sesia. Qualunque sia il valore di queste coincidenze, che l'analisi delle formazioni nostre mette in luce, crediamo non inutile l'averlo messo in debito rilievo.

Abbiamo accennato, nella prima parte del presente lavoro, anche alla questione del confine alpino-dinarico, ed abbiamo detto allora che il Novarese esprime dubitativamente l'ipotesi che la linea di dislocazione che si osserva a sud della diorite del Bassetta presso Sorico, coincidente con quella riconosciuta dal Cornelius a nord della formazione calcareo-dolomitica di Dubino, possa rappresentare appunto la linea alpino-dinarica tanto ricercata e discussa.

Il Salomon, il Suess, lo Schmidt, il Termier, il Kober ed altri molti hanno espresso una simile idea, e da alcuni la formazione eruttiva d'Ivrea, con la sua supposta continuazione nella diorite Sorico-Bassetta, fu ritenuta addirittura come la *cicatrice* che salda la regione alpina alla dinarica. Quest'ultima ipotesi non richiede speciali considerazioni per essere ripudiata, dopo quanto si è detto nella presente memoria sulla diorite del M. Bassetta e dai più recenti studiosi sulla zona d'Ivrea. Ma neppure la prima ipotesi mi pare molto probabile, e convengo in ciò pienamente col Cornelius [70, pag, 357], il quale nota come la innegabile affinità fra gli scisti che sono dalle due parti di questa linea di dislocazione, e la somiglianza della formazione calcarea di Dubino con le facies nord-alpine, renda molto inverosimile che questa linea formi il confine tra due sistemi montuosi affatto indipendenti.

Dal canto mio aggiungo che anche fra le formazioni che sono a nord e quelle che sono a sud della diorite di Sorico, sia petrograficamente, sia tectonicamente, non si rilevano differenze tanto profonde da giustificare una così recisa separazione delle une dalle altre. E la cosa diventa poi evidentissima quando si ripensi a quanto si è detto delle formazioni della sponda destra dell'alto Lago Maggiore in confronto con la zona Verceia-S. Cassiano. Se la linea di confine alpino-dinarico passasse a nord della zona diorito-Kinzigitica Ivrea-Verbano e si continuasse davvero con la linea di dislocazione più volte menzionata, che lasciar a sud i lembi dolomitici dell'Alpe Giggio in val Morobbia, del Sasso di Peglio sopra Gravedona e di Dubino, e che separa gli « scisti di Morbegno » dai gneiss della bassa Valtellina e dagli scisti detti del Tonale, noi verremmo a porre nella regione dinarica la zona dei gneiss-Strona del Lago Maggiore e nella regione alpina la zona di Verceia-S. Cassiano, non ostante che abbiano qui entrambe i caratteri di regione di radici e siano dal lato petrografico assolutamente identiche fin nei minimi particolari.

Anche prescindendo per un momento dalla questione se siano da attribuirsi alla regione alpina od alla dinarica, una cosa parmi certa: che non si possano separare l'una dall'altra e siano o entrambe alpine o entrambe dinariche.

Affatto recentemente un altro autore, lo Henny [1]) si è occupato della questione, e poi che accenna in modo preciso all'alto Lago di Como non possiamo esimerci dall'esaminare brevemente le sue affermazioni, le quali, sfortunatamente, non sono finora esposte se non in modo molto sommario, e, a nostro avviso, non completamente chiaro. Secondo questo autore, che comincia le sue osservazioni nella « zona del Canavese », da lui ritenuta probabilmente dinarica, questa zona si continuerebbe nell'alto Lago di Como e si svilupperebbe ampiamente in Valtellina, comprendendo la dolomia di Dongo [2]) e il verrucano di Gravedona (Valle del Liro). Essa formerebbe il fianco nord di un ampio anticlinale (l'*anticlinale insubrico* di questo autore) che accompagnerebbe il confine alpino-dinarico verso sud ed il cui nucleo sarebbe formato dalla zona d'Ivrea.

I calcari di Gravedona e di Dubino sarebbero invece, secondo questo autore, di formazione alpina, ed il confine alpino-dinarico, nell'alto Lago di Como, verrebbe a passare fra queste masse calcaree e quella di Dongo.

Anche prescindendo da altri punti oscuri che appaiono nella breve nota dello Henny, poco fondamento ci pare abbia questa affermazione riguardante il confine alpino-dinarico.

In verità la questione è complessa e la sua soluzione verrà solo dopo nuove e precise osservazioni sul terreno.

Per quanto so io, nella regione dell'alto lago di Como una sola linea di dislocazione riunirebbe in sè caratteri tali da potersi ragionevolmente ritenere come probabile o possibile confine alpino-dinarico: la linea di dislocazione che sta tra le formazioni permo-secondarie delle Prealpi Lombarde e gli scisti cristallini, la quale separa formazioni profondamente diverse tra loro e talvolta assume, come avviene, per conoscenza mia, in Valsassina, l'aspetto di un fascio di grandiose faglie. I pochi lembi permo-triasici o carboniferi con facies lombarda che stanno a nord di questa linea, in regione cristallina, sono discordanti e compresi per salto entro gli scisti.

Ma se nell'alto Lago di Como, e specialmente sul fianco sinistro della valle e in Valsassina, quella linea di confine tra le formazioni permo-triasiche e gli scisti cristallini è veramente accompagnata da notevoli e ripetuti disturbi tectonici, che possono far pensare ad una importante linea di distacco, bisogna pure ricordare che in altri punti non lontani, come ad esempio nel Luganese e nella stessa sponda destra del lago di Como, le formazioni sedimentari prealpine si appoggiano sugli scisti dei laghi in semplice discordanza e, ad ogni modo, le eruzioni porfiriche permiane vengono in certo modo a collegare questi ultimi con quelle.

---

[1]) Gerhard Henny, *Sur les conséguences de la rectification de la limite alpino-dinarique dans les environs du massif de l'Adamello* (Eclogae geol. Elv., vol. XIV, n. 2, 1916).

Lo stesso autore, in unione al Lugeon, si era antecedentemente occupato della questione in altre pubblicazioni:

Maurice Lugeon et G. Henny, *Sur la zone du Canavese et la limite méridionale des Alpes*, (C. R. Ac. de France, vol 160, 1915).

Maurice Lugeon et G. Henny, *La limite alpino-dinarique dans les environs du massif de l'Adamello* (C. R. Ac. de France, vol. 160, 1915).

G. Henny, *De Zuidgrens der Alpen*, Gravenhage 1915.

[2]) Parmi che l'autore confonda la dolomia di Dongo col calcare cristallino sottostante, perchè afferma che si continua col calcare d'Olgiasca. Non si riesce poi ad intendere come separi il verrucano di Valle del Liro dalla dolomia del Sasso di Peglio, mettendo uno nelle dinaridi e l'altra nelle Alpi.

L'Autore poi afferma di aver ossesvato a nord dei calcari di Dongo una direzione di strati press'a poco nord-sud. Il fenomeno, ch'egli chiama molto curioso (nota citata, p. 235), non può essere a mio avviso che affatto locale, perchè quivi le formazioni hanno un generale costante andamento est-ovest con larghe ondulazioni intorno a questa direzione.

In conclusione adunque parmi che nello stato attuale delle nostre conoscenze nessuna delle soluzioni proposte finora vada esente da gravi obbiezioni. Non quella che pone il confine dinarico in coincidenza con la diorite del Bassetta; non quella che lo pone a sud di questa e insieme con la linea di dislocazione che costeggia a nord-ovest la zona dioritokinzigitica di Ivrea; non quella che lo fa coincidere col confine settentrionale delle formazioni permo-secondarie e tanto meno quella proposta dall' Henny, che, a nostro avviso, pare la meno fondata di tutte.

Effettivamente, ripetiamo, chi percorre la regione lariana e la bassa Valle della Mera, dalle formazioni permo-triasiche del centro del lago di Como sino a Chiavenna incontra solo due importanti linee di separazione tra formazioni tectonicamente o petrograficamente diverse: quella al confine tra il permo-trias e gli scisti cristallini e quella a sud della diorite di Sorico; ma nè l'una nè l'altra, e forse meno la seconda della prima, si possono senz'altro accettare fin da ora come probabile linea del confine alpino-dinarico. Credo adunque utile rimandare la soluzione del problema ad altro tempo, a quando cioè si saranno fatte più precise e più rigorose le ipotesi che gli autori sono andati disegnando in questi ultimi anni sulla formazione della catena alpina.

Nulla infine di molto preciso credo si possa ancor dire riguardo all' età della zona di Verceia e delle intrusioni che in essa si osservano.

Gli scisti di Verceia sono metamorfosati dal serizzo, come questo ha metamorfosato i gneiss di Valtellina e del Maloja (Cornelius [60, 69, 70]). Al serizzo, come già dicemmo, si assegna un'età cretaceo-eocenica. Gli scisti di Verceia sembrano però molto più antichi, e, se dovessimo ragionar per semplice analogia, dovremmo loro assegnare un' età almeno pretriasica, come ai gneiss-Strona.

L'intrusione del granito di S. Fedelino è ancor più recente del serizzo, che ne è attraversato, come la diorite del Bassetta e le probabili propaggini di questa negli scisti di Verceia. Date però le notevoli tracce di cataclasi ch'esso presenta e la stessa disposizione press'a poco nord-sud de' suoi banchi, che sembrano aver riempito spaccature quasi normali all'andamento delle zone alpine, non pare doversi ritener molto recente, e se il serizzo è contemporaneo ai primi movimenti di masse del ripiegamento alpino, il granito di S. Fedelino dà segno d'aver seguito a poca distanza l' intrusione del suo maggior vicino, e forse non è estraneo ai movimenti che hanno generato i grandi carreggiamenti che si sviluppano ad oriente di esso.

Giunti così al fine di questa breve illustrazione petrografica della Bassa Valle della Mera e delle conclusioni d'indole generale che da essa sembrano potersi cavare, non possiamo esimerci dal rilevarne le molte manchevolezze, in parte dovute all'indole stessa del lavoro. Ma saremo paghi se da tali manchevolezze, oltre che dall'interesse che la nostra regione presenta, anche sotto aspetti finora non sospettati, l'attività di altri e più valenti geologi sarà attratta allo studio petrografico diligente e completo di questa e di tante zone delle Alpi che ancora non son note se non in modo, a nostro avviso, insufficiente per i bisogni attuali delle sintesi scientifiche.

Museo Civico di Storia Naturale in Milano. Dicembre 1916.

INDICE

Introduzione . . . . . *Pag.* 5
Cenno bibliografico . . . . . » 7
Elenco bibliografico . . . . . » 9
I. Cenno sulle formazioni dell'alto lago di Como . . . . . » 12
II. La formazione dioritica del M. Bassetta
1. Cenni generali . . . . . » 21
2. Descrizione petrografica . . . . . » 25
III. Collegamenti della zona dioritica del M. Bassetta con le formazioni ad est ed a ovest di essa. Conclusioni . . . . . » 38
IV. La zona Verceia-S. Cassiano
1. Cenni generali . . . . . » 47
2. Descrizione petrografica . . . . . » 52
1. Gneiss biotitici . . . . . » 52
2. Gneiss anfibolici e anfibolico-pirossenici . . . . » 63
3. Gneiss a due miche . . . . . » 71
4. Scisti a sillimanite e sillimanitico-cordieritici . . . » 76
5. Micascisti . . . . . » 91
6. Gneiss dioritici (dioriti) . . . . . » 93
7. Anfiboliti . . . . . » 97
8. Rocce eruttive pirossenico-anfiboliche . . . . » 105
9. Rocce peridotiche, serpentine, ecc. . . . . » 109
10. Calcifiri . . . . . » 125
V. Il granito di S. Fedelino
1. Cenni generali . . . . . » 149
2. Descrizione petrografica . . . . . » 160
VI. Collegamenti della zona Verceia- S. Cassiano con le formazioni ad est e ad ovest di essa. Conclusioni . . . . . » 170

TAVOLA IV.

Fig. 1. — Granito di S. Fedelino, forma normale, con notevole deformazione meccanica.
Cave di Novate.
Nicols incrociati. Ingrand. 25 diam.

Fig. 2. — Gneiss (Ortogneiss) biotitico.
Valle di Campo.
Nicols incrociati. Ingrand. 25 diam.

Fig. 1

Fig. 2

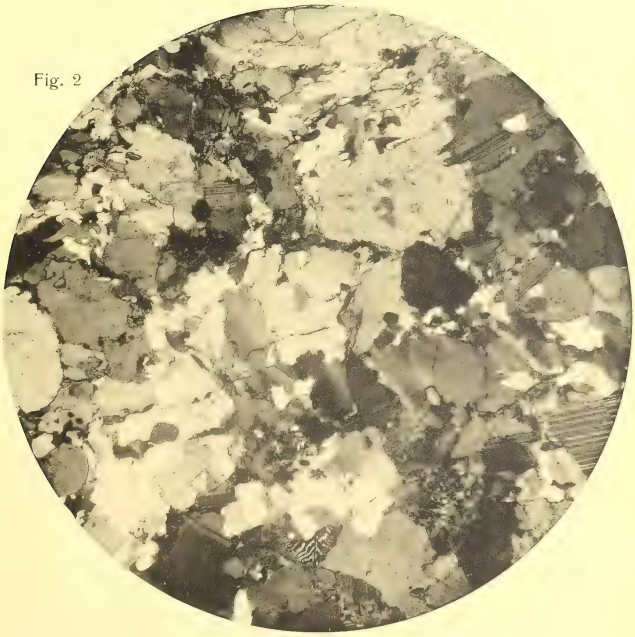


TAVOLA V.

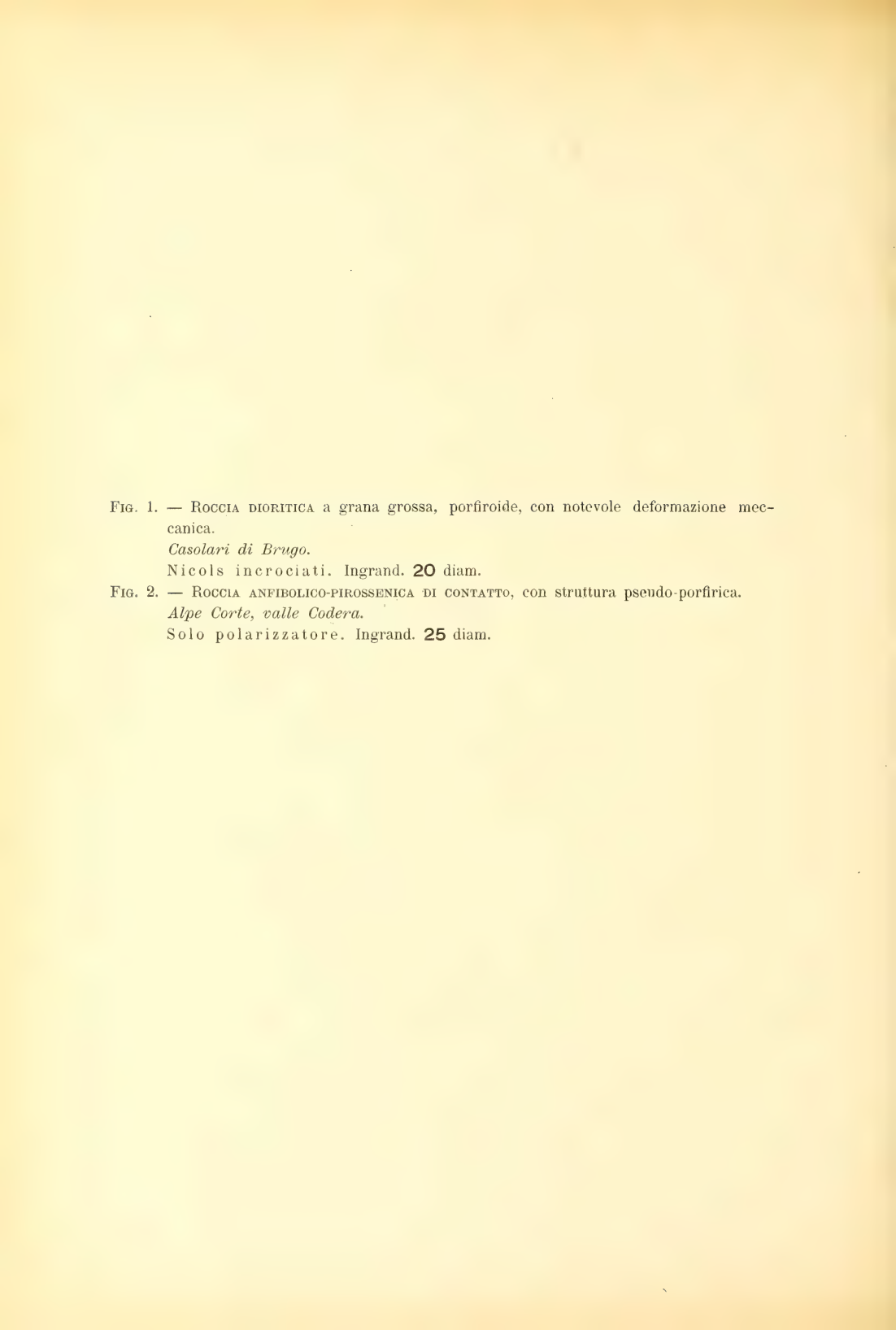


Fig. 1. — Roccia dioritica a grana grossa, porfiroide, con notevole deformazione meccanica.
Casolari di Brugo.
Nicols incrociati. Ingrand. 20 diam.

Fig. 2. — Roccia anfibolico-pirossenica di contatto, con struttura pseudo-porfirica.
Alpe Corte, valle Codera.
Solo polarizzatore. Ingrand. 25 diam.

Fig. 1

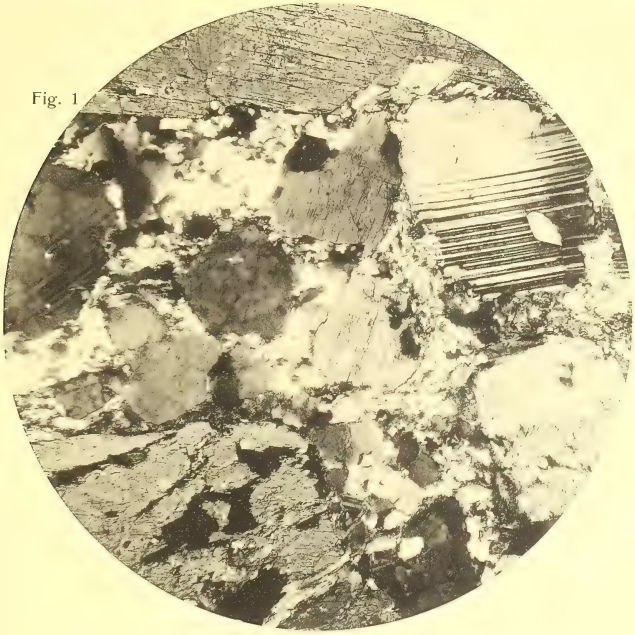


Fig. 2

TAVOLA VI.

Fig. 1. — Scisto a sillimanite.
Valle Trebecca, sopra Somaggia.
Solo polarizzatore. Ingrand. 25 diam.

Fig. 2. — Gneiss a cordierite e sillimanite, granatifero. Bene visibili nella sezione, oltre alle liste allungate di sillimanite, le sezioni basali con tracce di sfaldatura dello stesso minerale, e, nella metà inferiore, le plaghe cordieritiche con principio di alterazione pinitica.
Monte Matra, versante sud-ovest.
Solo polarizzatore. Ingrand. 25 diam.

Fig. 1

Fig. 2

TAVOLA VII.

Fig. 1. — Plagioclasio: individuo rotto, ricresciuto e rinsaldato, nel granito di S. Fedelino, facies a forte deformazione meccanica.
Cave di Novate.
Nicols incrociati. Ingrand. 18 diam.

Fig. 2. — Associazioni vermicolate quarzo-felspato nel granito di S. Fedelino.
Cave di Riva di Novate.
Nicols incrociati. Ingrand. 30 diam.

Fig. 3 — Ortoclasio: grande individuo con notevole deformazione meccanica, in facies porfiroide del granito di S. Fedelino.
Cave di Riva di Novate.
Nicols incrociati. Ingrand. 18 diam.

Fig. 4. — Microclino: individuo con concrescimento micropertitico, nel granito di S. Fedelino, facies pegmatitoide.
Lottano, a sud di Chiavenna.
Nicols incrociati. Ingrand. 18 diam.

Fig. 5. — Associazioni vermicolate quarzo-plagioclasio, nel gneiss del Berlinghera (ortogneiss a due miche).
Promontorio di S. Fedelino-Motta d' Avedè.
Nicols incrociati. Ingrand. 30 diam.

Fig. 6. — Plagioclasio nel gneiss anfibolico.
Valle di Campo.
Nicols incrociati. Ingrand. 25 diam.

Fig. 1

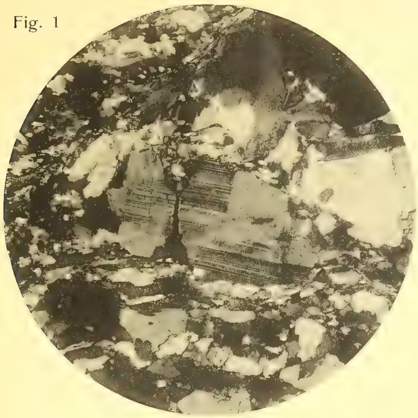


Fig. 2

Fig. 3

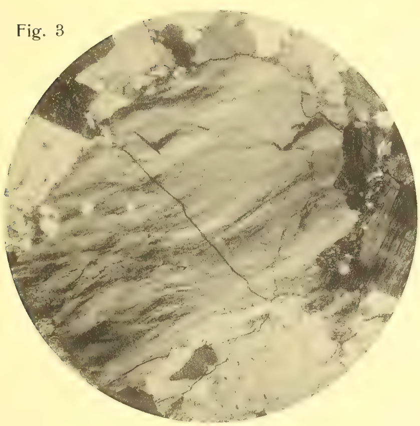


Fig. 4

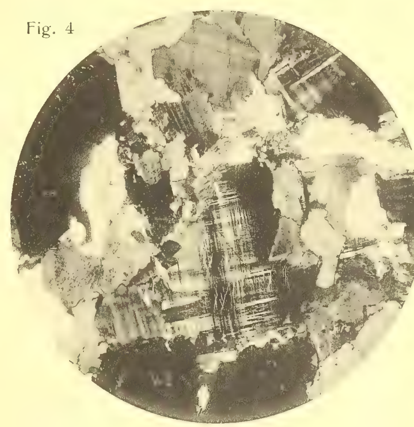


Fig. 5

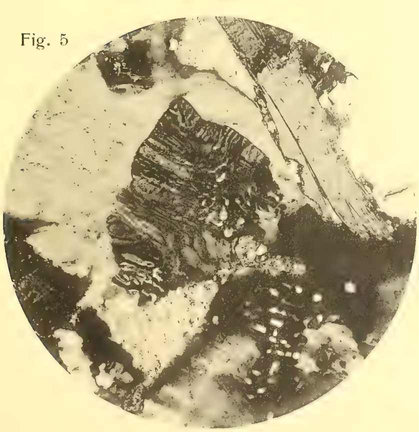
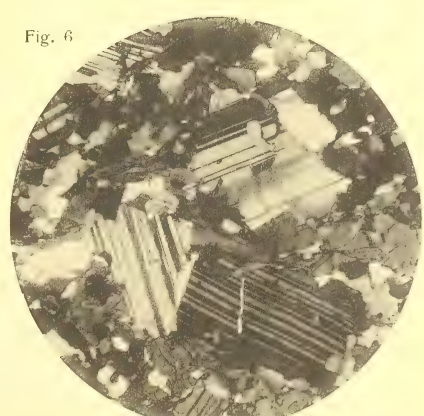


Fig. 6



E. Repossi Fot.

ELIOT. CALZOLARI & FERRARIO-MILANO

TAVOLA VIII.

Fig. 1. — Biotite cribrosa nel gneiss a contatto col granito di S. Fedelino (blocco intercluso entro i banchi granitici).
Promontorio di S. Fedelino.
Solo polarizzatore. Ingrand. 28 diam.

Fig. 2. — Roccia anfibolico-pirossenica granatifera a contatto del granito di S. Fedelino: struttura pavimentosa.
Promontorio di S. Fedelino.
Solo polarizzatore. Ingrand. 20 diam.

Fig. 3. — Roccia anfibolico-pirossenica con struttura pavimentosa.
A sud di Verceia.
Solo polarizzatore. Ingrand. 20 diam.

Fig. 4. — Anfibolo e pirosseno corrosi nel gneiss anfibolico includente i banchi granitici.
S. Giorgio di Novate.
Solo polarizzatore. Ingrand. 18 diam.

Fig. 5. — Sillimanite nello scisto sillimanitico: sezione trasversale alla scistosità della roccia.
Valle Trebecca sopra Somaggia.
Solo polarizzatore. Ingrand. 20 diam.

Fig. 6. — Zona di vermicolazioni e di concrescimenti micropegmatitici quarzo-felspato alla periferia di un grande individuo felspatico, nel gneiss porfiroide.
Valle Trebecca sopra Somaggia.
Nicols incrociati. Ingrand. 30 diam.

Fig. 1

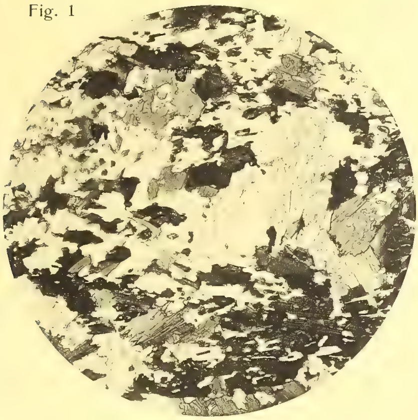


Fig. 2

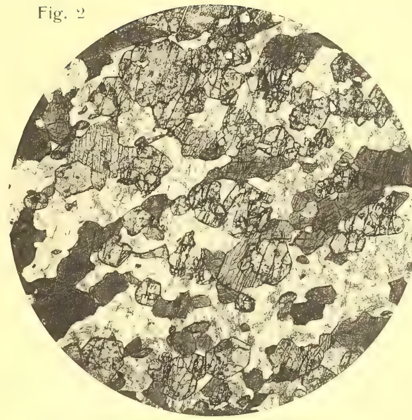


Fig. 3

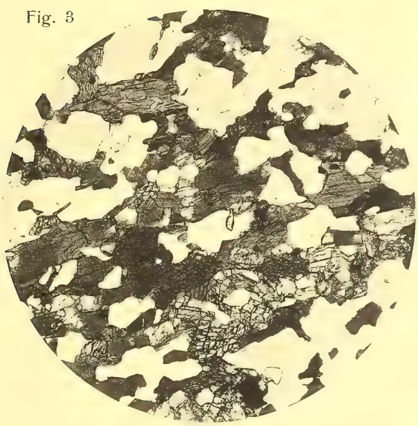
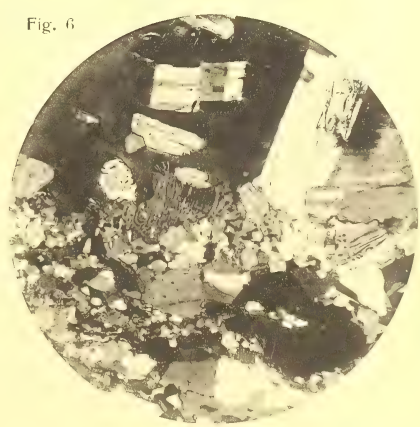


Fig. 4

Fig. 5

Fig. 6



E. Repossi Fot.

ELIOT. CALZOLARI & FERRARI - MILANO

TAVOLA IX.

Fig. 1. — Cordierite, sillimanite e granato nel gneiss cordieritico: bene visibili nella sezione le caratteristiche aureole intorno agli individui di zircone inclusi nella cordierite.
Monte Matra, versante sud-ovest.
Solo polarizzatore. Ingrand. 50 diam.

Fig. 2. — Biotite cribrosa nel gneiss iperstenico, granatifero.
Monte Matra, versante sud-ovest.
Solo polarizzatore. Ingrand. 30 diam.

Fig. 3. — Anfiboli cribrosi negli interclusi anfibolici dei gneiss a cordierite.
Monte Matra, versante sud-ovest.
Solo polarizzatore. Ingrand. 27 diam.

Fig. 4. — Plagioclasio cribroso nella stessa roccia della fig. 3.
Nicols incrociati. Ingrand. 27 diam.

Fig. 5. — Sciame di granati in roccia di contatto.
S. Cassiano presso Chiavenna.
Solo polarizzatore. Ingrand. 22 diam.

Fig. 6. — Concrescimento micropegmatitico quarzo-felspato nella stessa roccia della fig. 5.
Nicols incrociati. Ingrand. 22 diam.

Fig. 1

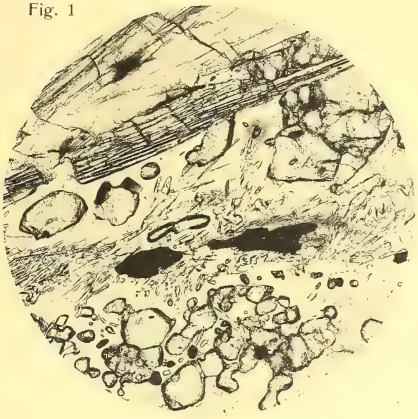


Fig. 2

Fig. 3

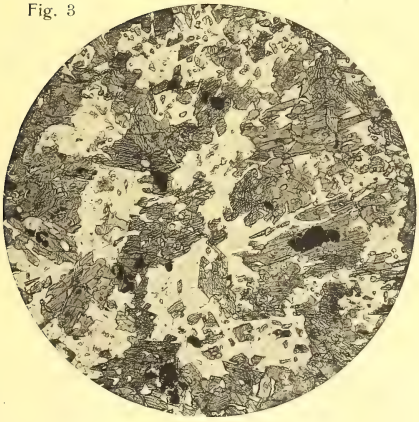


Fig. 4

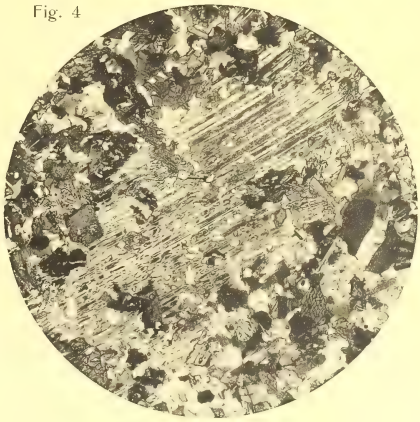


Fig. 5

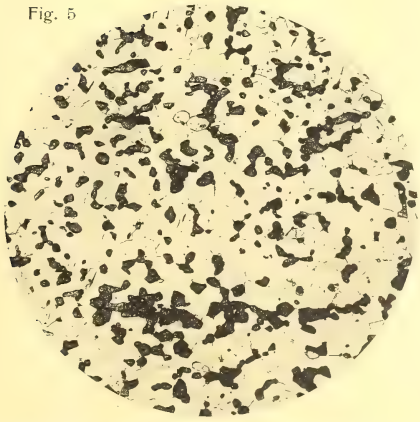


Fig. 6

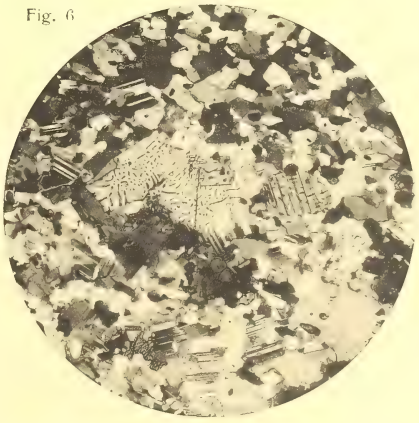


TAVOLA X.

Fig. 1. — Concrescimento olivina-clinohumite e spinelli nel calcifiro.
Casolari di Brugo, a sud di Verceia.
Solo polarizzatore. Ingrand. 50 diam.

Fig. 2. Clinohumite geminata polisinteticamente, nel calcifiro.
Casolari di Brugo.
Nicols incrociati. Ingrand. 50 diam.

Fig. 3. — Spinello: gruppo di individui nel calcifiro.
Casolari di Brugo.
Solo polarizzatore. Ingrand. 22 diam.

Fig. 4. — Olivina e minerale humitico in via di alterazione serpentinosa, entro il calcifiro.
Casolari di Brugo.
Solo polarizzatore. Ingrand. 27 diam.

Fig. 5. — Humite: grande individuo nel calcifiro, con tracce di sfaldatura basale e contorno netto rispetto a {001}.
S. Giorgio di Novate.
Solo polarizzatore. Ingrand. 18 diam.

Fig. 6. — Plagioclasio e diopside nel calcifiro.
Motto dell' Orso sopra S. Cassiano.
Nicols incrociati. Ingrand. 22 diam.

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

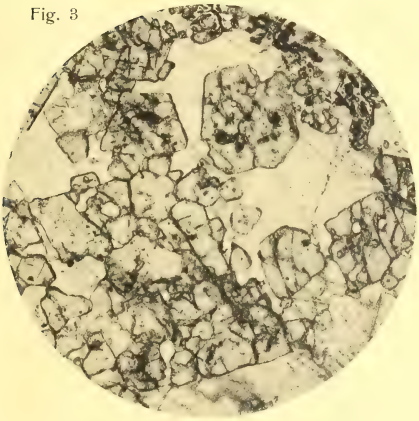


Fig. 4

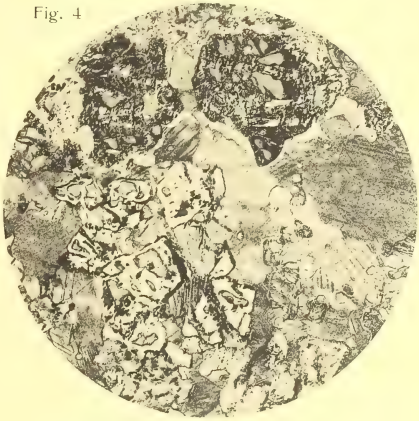


Fig. 5

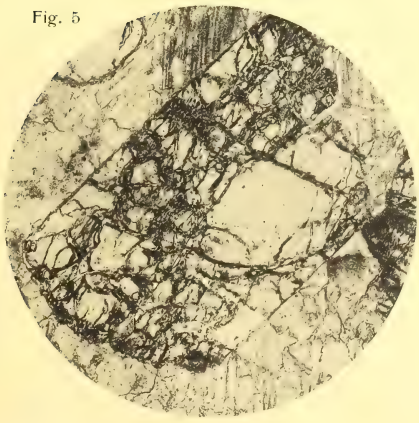


Fig. 6

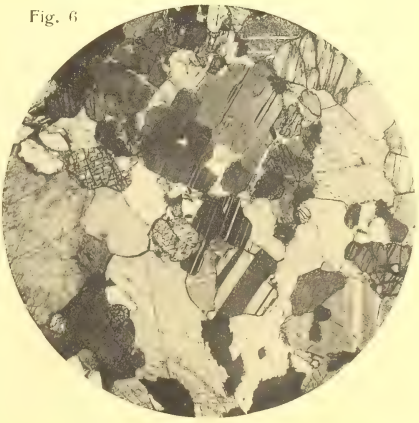


TAVOLA XI.

Fig. 1. — Gruppo di anfiboli (tremolite) geminati, entro il calcifiro zonato.
Casolari di Brugo.
Nicols incrociati. Ingrand. 20 diam.

Fig. 2. — Wernerite, nel calcifiro a contatto del granito.
S. Giorgio di Novate.
Nicols incrociati. Ingrand. 20 diam.

Fig. 3. — Anello di pirosseno intorno agli individui anfibolici, entro il calcifiro.
S. Giorgio di Novate.
Solo polarizzatore. Ingrand. 27 diam.

Fig. 4. — Anello di granato intorno al pirosseno, nelle vene quarzose che attraversano il calcifiro di Brugo.
Casolari di Brugo.
Solo polarizzatore. Ingrand. 35 diam.

Fig. 5. — Zona anfibolica e zona pirossenica, in roccia zonata di contatto.
Casolari di Brugo.
Solo polarizzatore. Ingrand. 20 diam.

Fig. 6. — Anfibolite, con struttura tendente alla pavimentosa.
Verceia.
Solo polarizzatore. Ingrand. 20 diam.

Fig. 1

Fig. 2

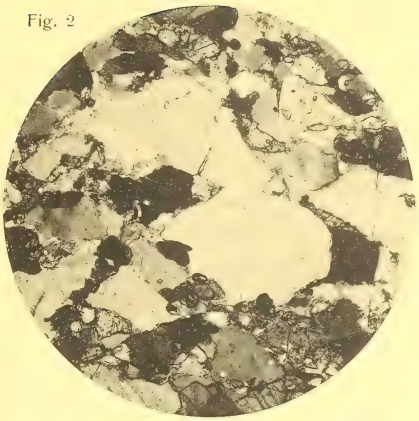


Fig. 3

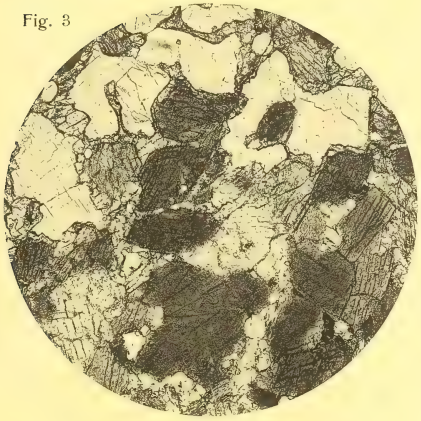


Fig. 4

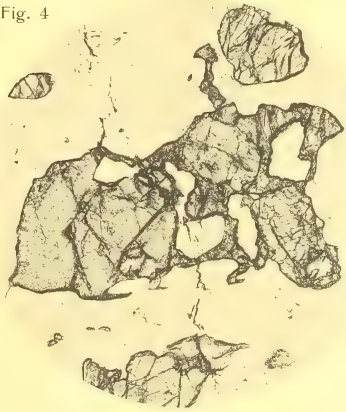


Fig. 5

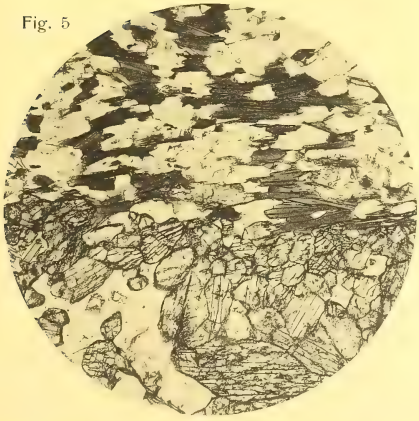


Fig. 6

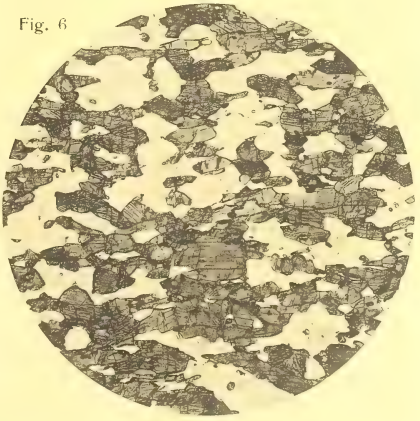


TAVOLA XII.

Fig. 1. — Olivina in via di serpentinizzazione, in roccia peridotica interclusa nel granito.
Riva di Novate.
Solo polarizzatore. Ingrand. 20 diam.

Fig. 2. — Actinolite nello scisto actinolitico.
Riva di Novate.
Solo polarizzatore. Ingrand. 20 diam.

Fig. 3. — Peridotite pirossenica.
Dascio.
Solo polarizzatore. Ingrand. 20 diam.

Fig. 4. — Titanite rosea (a destra della sezione), pirosseno e pleonasto in roccia peridotica.
Dascio.
Solo polarizzatore. Ingrand. 28 diam.

Fig. 5. — Roccia eruttiva pirossenica.
S. Giorgio di Novate.
Solo polarizzatore. Ingrand. 20 diam.

Fig. 6. — Pirosseno in via di trasformazione in anfibolo, nella pirossenite della fig. 5.
Solo polarizzatore. Ingrand. 20 diam.

Fig. 1

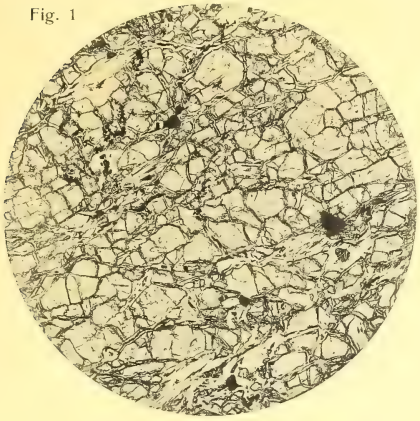


Fig. 2

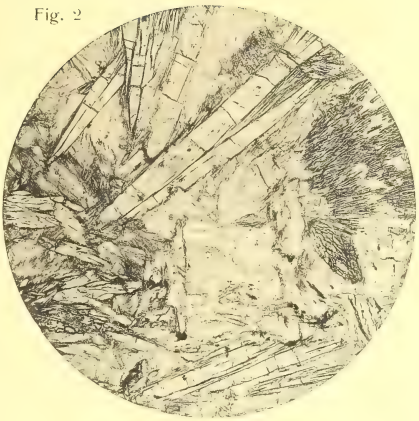


Fig. 3

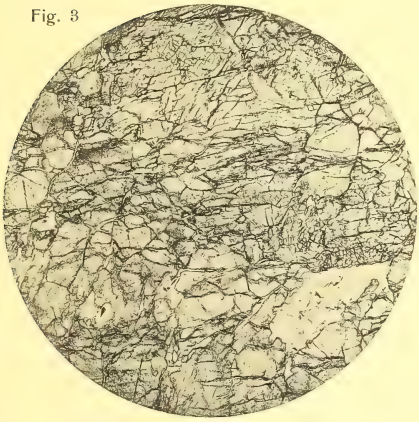


Fig. 4

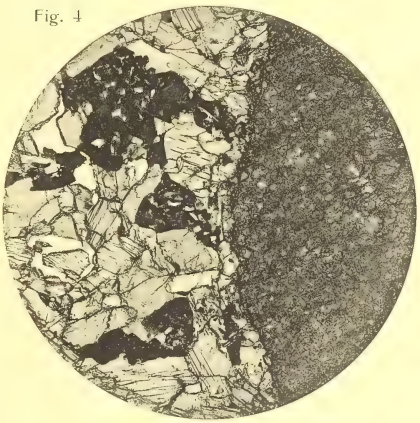


Fig. 5

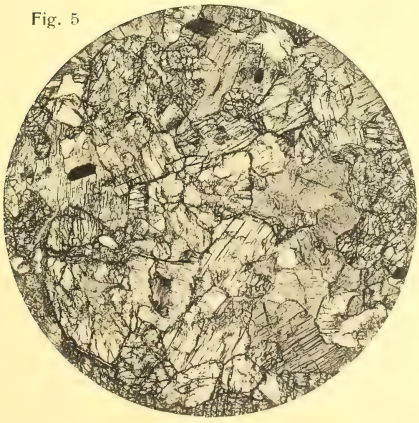
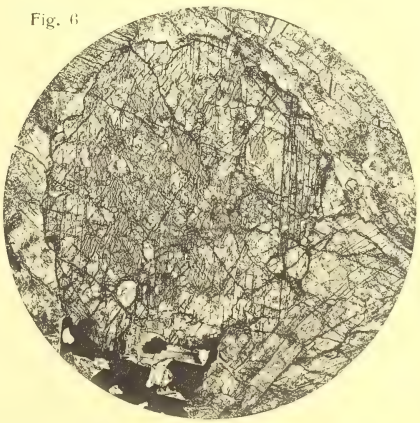


Fig. 6



Prezzo della presente Memoria L. 20

SOCIETÀ ITALIANA DI SCIENZE NATURALI
E
MUSEO CIVICO DI STORIA NATURALE DI MILANO

MEMORIE
Volume VIII - Fasc. III

SUI MOLARI D'ELEFANTE DELLE ALLUVIONI LOMBARDE

CON OSSERVAZIONI

SULLA FILOGENIA E SCOMPARSA DI ALCUNI PROBOSCIDATI

Con tre tavole
e quattro figure intercalate nel testo

CARLO AIRAGHI

PAVIA
Premiata Tipografia Successori Fratelli Fusi
Largo di Via Roma
1917

SUI MOLARI D'ELEFANTE DELLE ALLUVIONI LOMBARDE

CON OSSERVAZIONI

SULLA FILOGENIA E SCOMPARSA DI ALCUNI PROBOSCIDATI

SOCIETÀ ITALIANA DI SCIENZE NATURALI
E
MUSEO CIVICO DI STORIA NATURALE DI MILANO

MEMORIE
Volume VIII - Fasc. III

SUI MOLARI D'ELEFANTE DELLE ALLUVIONI LOMBARDE

CON OSSERVAZIONI

SULLA FILOGENIA E SCOMPARSA DI ALCUNI PROBOSCIDATI

Con tre tavole
e quattro figure intercalate nel testo

CARLO AIRAGHI

PAVIA
Premiata Tipografia Successori Fratelli Fusi
Largo di Via Roma
1917

Alcuni molari d'elefante rinvenuti nelle alluvioni lombarde vennero già illustrati dai Prof. E. Mariani e G. De-Angelis.

In questi ultimi anni però, in seguito a più accurate ricerche, il materiale si è andato accumulando e di conseguenza se ne arricchirono le collezioni paleontologiche della R. Università e del Museo civico di Pavia non che quelle del Museo di Storia Naturale di Milano. In tal modo ho potuto avere in esame un discreto numero di molari di questi importanti mammiferi che in passato abitarono il piano lombardo.

Ma quello che più mi ha interessato in questo studio non fu tanto la determinazione delle diverse specie, quanto la possibilità che mi si è presentata di portare, con dati desunti da caratteri fissi, un contributo alla maggior conoscenza della loro filogenia.

Nel contempo mi si è offerta l'occasione di rivedere le determinazioni del ricco materiale già illustrato da molti Paleontologi, specialmente di quello rinvenuto nei giacimenti d'Italia.

Con sentita riconoscenza porgo le più vive grazie ai Prof. T. Taramelli della R. Università di Pavia ed E. Mariani del Civico Museo di Storia Naturale di Milano che si compiacquero di mettere a mia disposizione fossili di tanta importanza.

Museo civico di Storia Naturale di Milano — Aprile 1917.

Sulla determinazione dei molari degli elefanti

Lo studio dei molari degli elefanti venne sempre trovato molto interessante, ma, nel contempo, complesso e difficile.

Dal Cuvier e dagli Autori che lo seguirono vennero considerati come caratteri principali il numero delle lamine, la lunghezza, larghezza e altezza del dente.

Ma siccome tali caratteri variano non solo da specie a specie, ma anche da dente a dente della medesima specie, e secondo che si tratti dei primi o degli ultimi molari, della mascella o della mandibola, la comprensione completa e simultanea di tali caratteri risulta difficilissima tanto più quando non si dispone di un materiale veramente ricco, vario e ben conservato.

I molti Autori che si occuparono di questo argomento, allo scopo di far risaltare maggiormente i caratteri suddetti, trovarono opportuno indicare per ciascun molare le tre diverse dimensioni col relativo numero delle lamine. Ma siccome non ne dedussero quasi mai i relativi rapporti, invece di una espressione numerica unica che non avrebbe permesso confusione di sorta, usarono molto spesso espressioni poco precise, come largo, stretto, lungo, corto, alto, basso, con lamine più o meno numerose, e presero in considerazione, dando talora importanza esagerata, altri caratteri di una più facile interpretazione, come la figura di abrasione presentata dalle lamine, la loro dilatazione, tortuosità, sinuosità, fusione, lo spessore dello smalto colle sue crespature o non, e si ebbero così denti: tapinodischi, ipselodischi, bassicoronati, alticoronati, laticoronati, brachycoronati, parsilamellati, densilamellati, pachiganali, endioganali, archidiscodonti, loxodonti ecc. ecc.

Talora poi si applicarono persino concetti corologici e, per diversi anni, si credette che nessun molare trovato nei numerosi depositi d'Italia dovesse appartenere all'*E. primigenius* perchè sembrava impossibile che questa specie avesse potuto dai paesi settentrionali giungere fino a noi valicando le Alpi.

Con tale metodo gli errori e le diverse interpretazioni non potevano mancare e, benchè molti Paleontologi si dedicassero a questo studio per molti anni e peregrinassero per tutti i Musei d'Europa per esaminare un materiale il più abbondante possibile, e compilassero lavori di grande mole con illustrazioni copiosissime, non si può certamente affermare che si sia ottenuto un metodo che possa indicare la via per una determinazione esatta.

Alcuni suggerirono di dividere la lunghezza del dente per la larghezza e ottenere un indice che potesse facilitare la determinazione. Ma esso non comprendendo non solo l'altezza, ma nemmeno il numero delle lamine, non può dare un'idea precisa della conformazione del dente, e venne dagli Autori abbandonato.

Il Busk [1]) invece, dividendo la lunghezza del dente per il numero delle lamine, mise in evidenza un altro carattere da lui chiamato spessore medio delle lamine, e dagli Autori italiani, molto impropriamente, indice dentale.

E per far rilevare poi l'importanza di tale carattere, al suo lavoro, aggiunse una grande tavola in cui è indicato lo spessore delle lamine di tutta la serie dentale per diverse specie.

Ma questo carattere non venne preso, se non molto tardi, nella dovuta considerazione.

Il Pohlig, che esaminò la maggior parte del materiale che si conserva nei vari Musei d'Europa, lo ricorda, ma gli attribuì certamente poco valore, poichè, mentre per ciascun molare studiato indica la formula lamellare colle relative dimensioni, non indica lo spessore medio delle lamine, e preferisce dividere i denti degli elefanti ricorrendo ai termini sopra citati.

La Pavlow [2]) infine suggerì di contare il numero delle lamine su una lunghezza fissa di cm. 10. Un metodo, come si vede, certamente non ottimo per valutare lo spessore medio delle lamine.

Volendo pertanto portare un contributo per una migliore determinazione dei molari elefantini, credo sia opportuno seguire la via segnata dal Busk e sostituire le vaghe e poco precise espressioni, a cui tanto spesso ricorse la maggior parte degli Autori, almeno fin dove è possibile, con delle espressioni numeriche.

Poichè la lunghezza di un dente è in rapporto non solamente col maggior o minor numero delle lamine, ma anche colla loro grossezza, sarà necessario innanzi tutto trovare il loro spessore [3]).

Ma tale spessore lamellare, non comprendendo la larghezza e l'altezza del dente, da solo non potrà bastare per una giusta determinazione.

Volendo indicare il rapporto che passa tra la larghezza del dente e lo spessore delle lamine sarà necessario dividere l'una per l'altro. Il quoziente ottenuto lo chiamo indice lamellare. Ma anche questo indice non considera l'altezza del dente che è pure tanto importante e varia.

Converrebbe allora trovare un altro rapporto, quante volte cioè l'indice lamellare è compreso nell'altezza. Si avrebbe in tale modo un indice complessivo, un'espressione numerica che, unita al numero delle lamine, comprenderebbe tutti i caratteri ritenuti principali.

Ma purtroppo l'altezza massima di un molare, tranne rare eccezioni, difficilmente si può constatare variando essa secondo la maggiore o la minore abrasione, epperò, nella maggioranza dei casi, si dovrà star paghi di dividere i molari degli elefanti in alti e bassi.

Tutti gli altri caratteri, ricordati più sopra, sono caratteri secondari. Talora, come la maggiore o minore flessuosità, la maggiore o minore grossezza dello smalto, le più o meno accentuate crespature o pieghettature, le corna laterali più o meno marcate, si debbono ritenere, come recentemente ha dimostrato il compianto Prof. Zuffardi, caratteri puramente individuali.

[1]) G. Busk, *Descript. of the Remains of three extinct Species of Elephant ecc.* (Trans. of the Zool. Soc. of London, vol. VI).

[2]) M. Pavlow, *Les elephants fossiles de la Russie* (Nouv. Mem. Soc. Imp. d. Nat. de Moscou, vol. XVII).

[3]) Trovo questo carattere dividendo la lunghezza del dente presa normalmente, per quanto è possibile, alle lamine, pel numero stesso delle lamine, dando ai due talloni complessivamente il valore di uno.

Talora invece, come la loxodonticità, la presenza delle isole laterali o non, si possono considerare caratteri, più che specifici, di un gruppo di specie. La marcata loxodonticità con isole laterali si riscontra infatti specialmente nell'*E. antiquus* e nell'*E. africanus*; la presenza invece di un'isola mediana con lamine laterali è frequente specialmente nell'*E. meridionalis* e nell'*E. primigenius*.

Con tali criteri intrapresi il mio lavoro, esaminando, non solo il materiale che descrivo in questa nota, ma anche quello che si conserva nel Museo civico di Milano e alla R. Università di Pavia, e cioè esemplari o modelli in gesso di *E. meridionalis* di Valdarno, di Bargone (Parma), di Leffe (Bergamo), di Pulgnasco (Piacenza), di Peccioli; di *E. antiquus* trovati a Farnesina presso Roma, a Ponte Molle (Roma), a Ponte delle Nave ecc.; di *E. primigenius* rinvenuti in Val di Chiana, a Ratenelle (Saona e Loira), a Wesel a Rhein e in Siberia ecc.

In pari tempo non ho tralasciato d'esaminare alcuni molari delle specie viventi e le belle e numerose illustrazioni e descrizioni del materiale studiato dagli Autori.

Dal loro esame ho potuto stabilire lo spessore e l'indice lamellare delle diverse specie.

Nelle tabelle che unisco però riporto solamente gli indici del primo, del terzo e del sesto molare [1]) poichè credo che da essi si possa valutare anche quelli degli altri denti.

L'indice complessivo, cioè il rapporto che passa tra quello lamellare e l'altezza del dente, non mi fu possibile ottenere che da pochissimi esemplari, epperò non ho creduto nemmeno opportuno ricordarlo.

Spessore lamellare

		M I	M III	M VI
E. meridionalis Nesti	mm.	?	15-20	20-25
E. namadicus Falc. (pars) (= *trogontherii* Pohl.)	»	5-10	10-15	15-20
E. antiquus Falc.	»	5-10	10-15	15-20
E. primigenius Blumb.	»	1-5	5-10	10-15
E. melitensis Falc.	»	1-5	5-10	10-15
E. indicus L.	»	1-5	5-10	10-15
E. africanus L.	»	5-10	10-15	20-25

Indice lamellare

	M I	M III	M VI
E. meridionalis Nesti	?	3-4	4-5
E. namadicus Falc. (pars) (= *trogontherii* Pohl).	3-4	4-5	5-6
E. antiquus Falc.	2-3	3-4	4-5
E. primigenius Blumb.	4-5	5-6	6-7
E. melitensis Falc.	2-3	3-4	4-5
E. indicus L.	3-4	4-5	5-6
E. africanus L.	3-4	3-4	3-4

Tutte le altre specie, o varietà non citate, quali l'*E. latifrons* Falc., l'*E. hysudricus* Falc., l'*E. armeniacus* Falc., *E. mnaidriensis* Adams., *E. Falconeri* Busk, *E. priscus* Falc.

[1]) Nella distinzione dei denti ho creduto di abbandonare la suddivisione di molari e premolari, o molari veri o di latte, e di enumerarli dall'uno al sei.

E. trogontherii Pohl., *E. creticus* Bate, *E. cypriotes* Bate, *E. lyrodon* Woith., *E. intermedius* Gaudry, ecc. ecc., *E. antiquus* var. *trogontheroides* Zuff., *E. primigenius* var. *trogontherii* Zuff. ecc. ecc. credo che debbono entrare tutte quante nella sinonimia di quelle indicate.

Infine debbo pur far rilevare che, nel materiale illustrato dagli Autori, ho riscontrato non poche eccezioni. Sono però convinto ch'esse siano dovute non solo a forme di passaggio tra specie e specie, ma a determinazioni errate, e specialmente al diverso metodo usato nel prendere le misure, e più ancora al non perfetto stato di conservazione del materiale.

Sulla filogenia degli elefantidi in rapporto ai molari

Elefanti. — Le ipotesi che si hanno sulla filogenia degli elefanti sono molte. Limitandomi alle più note e alle più recenti, ricorderò quelle enunciate dal Leith Adams, dal Pohlig, dal Schlesinger, dal Soergel, dal Zuffardi.

Leith Adams, basandosi specialmente sulla forma delle lamine, dal genere *Stegodon* fa discendere due rami. Nell'uno vi pone l'*E. planifrons* coll'*E. meriodionalis*, nell'altro l'*E. insignis* coll'*E. hysudricus*. Da questo secondo ramo ne fa derivare altri due; l'uno comprendente l'*E. namadicus*, l'*E. antiquus*, l'*E. africanus*, l'*E. mnaidriensis*, l'*E. melitensis*, l'*E. Falconeri*; l'altro comprendente l'*E. primigenius*, l'*E. armeniacus*, l'*E. asiaticus*, l'*E. Columbi*.

Il Pohlig invece, riferendosi specialmente alle relazioni che passano tra la forma della corona e le dimensioni del dente, ritiene che dallo *Stegodon* siano derivati due rami, l'uno colle forme del Giappone, della Malesia e dell'India (*E. planifrons, E. Armeniae, E. namadicus, E. indicus*) l'altro con quello dell'Europa meridionale e dell'India (*E. meridionalis, hysudricus*) da cui sarebbero derivate le forme dell'Europa settentrionale, dell'America boreale e della Siberia (*E. Columbi, E. trogontherii, E. Americae, E. primigenius, E. Leith-Adamsi*). Il gruppo invece che comprende le forme *E. africanus, E. priscus, E. Falconeri, E. antiquus, E. Melitae* lo farebbe derivare dal genere *Hyotapirus*.

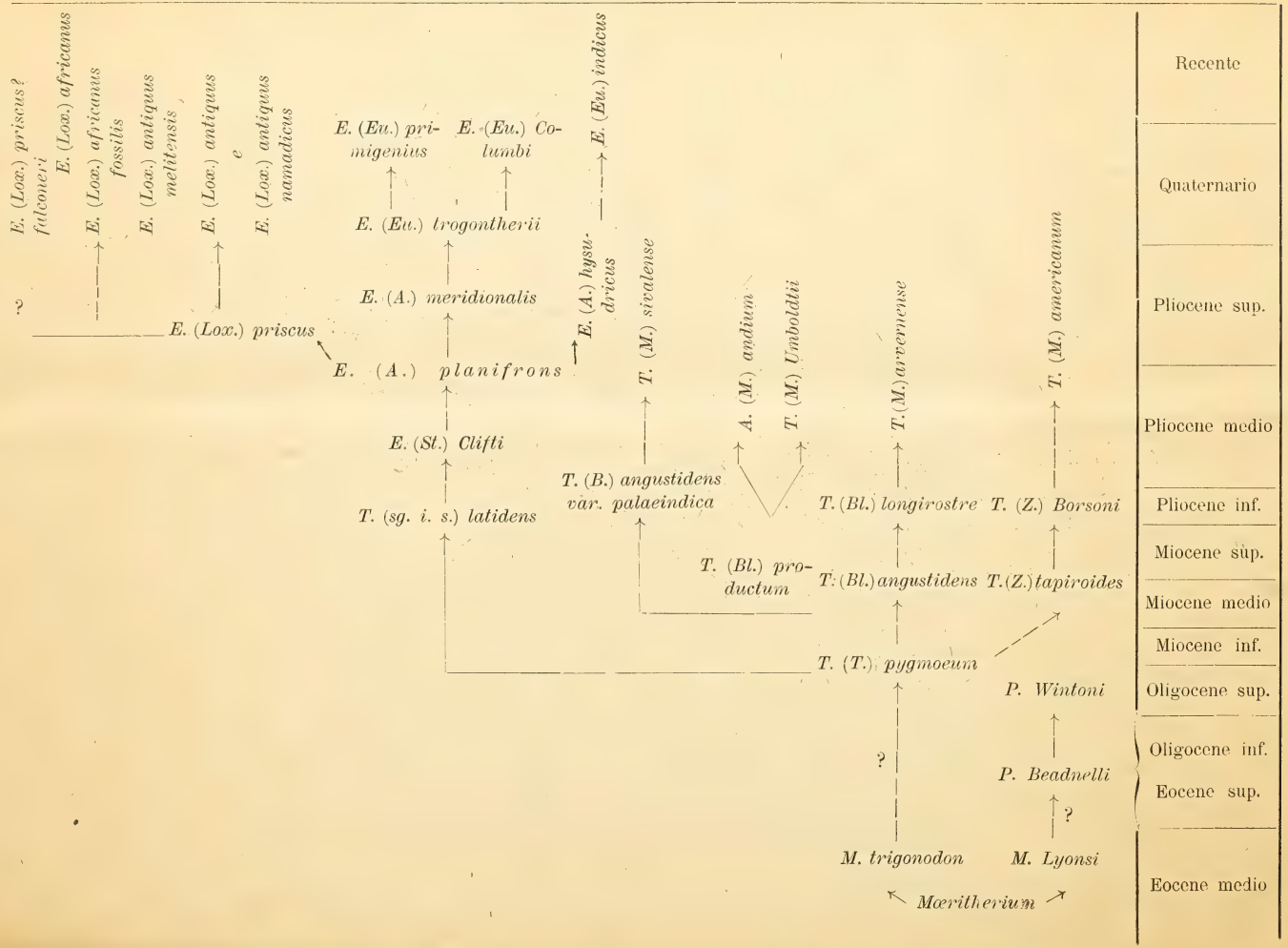
Recentemente si ebbero, sempre dedotti dalla conformazione dei molari, gli altri due alberi genealogici che unisco, dovuti l'uno allo Schlesinger [1], l'altro al Soergel [2].

---

[1] G. Schlesinger, *Studien über die Stammesgeschichte der Proboscidier* (Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichs.) Wien 1912.

[2] W. Soergel, *Die Stammesgeschichte der Elephanten* (Centralblatt f. Miner. Geol. und Paläont., 1915).

Quadro filogenetico degli Elefantidi secondo G. Schlesinger



Quadro filogenetico degli Elefanti secondo W. Soergel

	AFRICA	INDIA	EURASIA			AMERICA
Recente e Alluvium	*E. africanus*	*E. indicus*				
Diluvium superiore	*E. africanus*	*E. indicus*	*E. antiquus*		*E. primigenius*	*E. primigenius americanus?*
Diluvium medio		*E. hysudrindicus*	*E. antiquus*	*E. melitensis*	*E. primigenius* *E. primigenius trogontherii*	*E. Columbi*
Diluvium inferiore		*E. hysudrindicus*	*E. antiquus*	*E. Falconeri*	*E. trogontherii primigenius* *E. trogontherii meridionalis*	*E. imperator*
Diluvium inferiore e parte superiore del Pliocene super.		*E. hysudricus hysudricus*	*E. meridionalis antiquus*		*E. meridionalis meridionalis*	
Parte inferiore del Pliocene superiore		*E. hysudricus primitivus*	*E. meridionalis primitivus*			
Pliocene medio e inferiore	?	*E. planifrons* ?				

Infine, secondo lo Zuffardi, le forme europee sarebbero da riunire tutte quante in una unica serie e precisamente: *E. meridionalis*, *E. antiquus* var. *trogontheroides*, *E. antiquus*, *E. primigenius* var. *trogontherii*, *E. primigenius* [1]).

Come si vede si hanno ipotesi alquanto diverse tra di loro, e la poca concordanza credo sia più che sufficiente per dimostrare le difficoltà incontrate dagli Autori nel cercare una soluzione del problema che si erano posti.

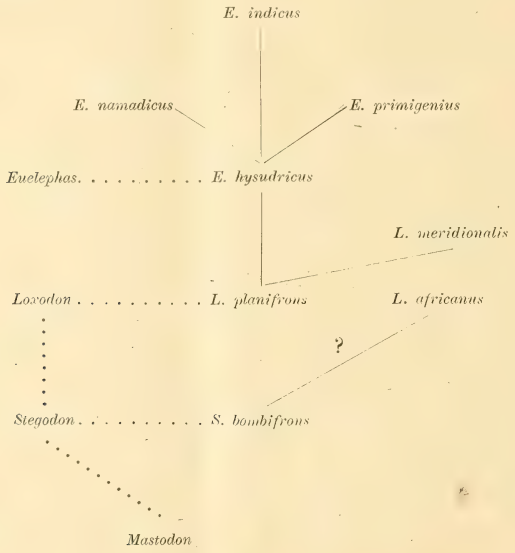
A me invece pare che le cose siano alquanto più semplici.

La grande maggioranza degli Autori ritiene che l'*E. antiquus* e l'*E. namadicus* (= *E. trogontherii*) siano apparsi dopo l'*E. meridionalis*, e abbiano preceduto l'*E. primigenius*, l'*E. melitensis*, l'*E. indicus*.

Epperò, se si dispongono queste specie in un ordine che corrisponda al tempo in cui si susseguirono, tenendo presente lo spessore e gli indici lamellari, si ottiene il quadro seguente:

---

[1]) Il Weithofer presenta pure un quadro filogenetico delle forme elefantine. È basato sulla conformazione delle ossa del tarso:



		E. melitensis Falc.			*E. indicus* L.			*E. primigenius* Blumb.		
		M. I	M. III	M. VI	M. I	M. III	M. VI	M. I	M. III	M. VI
Alluvium e Diluvium	Spessore lamellare mm.	1-5	5-10	10-15	1-5	5-10	10-15	1-5	5-10	10-15
	Indice »	2-3	3-4	4-5	3-4	4-5	5-6	4-5	5-6	6-7

		E. antiquus Falc.			*E. namadicus* Falc. (pars) (= *E. trogontherii* Pohl.)		
		M. I	M. III	M. VI	M. I	M. III	M. VI
Diluvium	Spessore lamellare mm.	5-10	10-15	15-20	5-10	10-15	15-20
	Indice »	2-3	3-4	4-5	3-4	4-5	5-6

		E. meridionalis Nesti		
		M. I	M. III	M. VI
Pliocene sup.	Spessore lamellare mm.	?	15-20	20-25
	Indice »	?	3-4	4-5

Le relazioni e i legami che passano tra specie e specie mi pare che si possono rilevare assai facilmente. Le lamine, indipendentemente dal loro numero, sono sempre più grosse nelle specie più antiche e più sottili nelle specie più recenti.

Il loro spessore diminuisce gradatamente nelle specie che si susseguirono nel tempo così che lo spessore lamellare del primo e terzo molare di una data specie corrisponde a quello del terzo e del sesto delle specie che immediatamente da essa derivarono.

L'indice lamellare invece è sempre diverso per specie che hanno spessore lamellare eguale. Le specie in tal modo risultano nettamente separate in tre diversi gruppi che, presentando tra loro, come dirò più avanti, rapporti corrispondenti a quelli che passano tra gli altri generi dei proboscidati, ho creduto bene di considerare come generi distinti coi nomi di: *Loxodon*, *Euelephas*, *Elephas*.

Stegodonti. — Ma, come si vede, nel quadro riportato, non è compreso l'*E. africanus*. In esso lo spessore lamellare, come nelle altre specie, aumenta dal primo al sesto molare, ma in proporzione maggiore, tanto che, mentre nel primo è compreso tra i mm. 5 e 10, nel terzo tra i mm. 10 e 15, nel sesto sorpassa i mm. 20 e varia tra mm. 20 e 25. L'indice lamellare poi è inferiore a quello degli altri elefanti, ed è sempre compreso tra il tre e il quattro.

Supponendo, come già dubitarono altri, che potesse derivare direttamente dagli *Stegodon*, cercai di estrarre, servendomi dei lavori del Falconer, gli indici delle specie riferite a tale genere, e li trovai infatti in relazione con quelli dell'*E. africanus* che lo si dovrà perciò considerare come uno *Stegodon* e il diretto discendente dello *S. insignis* dal quale antecedentemente deve essersi staccato, per formare un nuovo ramo, il *L. meridionalis*.

Pel sesto o terzo vero molare si ha:

S. africanus L.,	spessore lamellare mm. 20-25,	indice lamellare	3-4
S. insignis Falc.	» » » 25-30	» »	3-4
S. Clifti Falc.,	» » » 30-35	» »	3-4

I molari dello *S. bombifrons*, *S. ganesa* presentano, tranne pochi che dovranno essere riuniti allo *S. Clifti*, spessore e indice lamellare corrispondenti a quelli dello *S. insignis*, nella sinonimia del quale dovranno entrare.

Lo *S. planifrons* invece lo si deve considerare, quasi totalmente, sinonimo del *L. meridionalis*, poichè come in esso, l'indice lamellare varia tra il quattro e il cinque, e le lamine hanno uno spessore tra i mm. 20 e i mm. 25.

Mastodonti. — Passando ai *Mastodon* [1]) e, seguendo sempre lo stesso metodo, dando il valore di una lamina al tallone anche quando è formato da un sol mammellone,

[1]) Tra i moltissimi lavori sui *Mastodon* ricordo i principali:

F. Ameghino, *Linea filogenet. de los Proboscideos* (Anal. Mus. Nac.) Buenos Aires 1902.

C. W. Andrews, *A Descript. Catal. of the Tert. Vert. of the Fayûm* (Brit. Mus.) London 1906. — Id., *On the evolution of the Proboscidea* (Phil. Trans. Roy. Soc. of London, ser. B. vol. 196) London 193. — Id., *On the Skull, Mandible, and Milk Dentition of Palaeomastodon ecc.* (Phil. Trans. Roy. Soc. of London, ser. B. vol. 199) London 1908.

E. Borson, *Mem. sur des machoir. et des dents du Mastodonte trouvées foss. en Piemont ecc.* (Mem. R. Accad. Sc., vol. XXIV) Torino, 1820.

F. Cantamessa, *Il Mastodonte di Cinaglio d'Asti* (Mem. R. Accad. Sc., vol XLI, ser. II) Torino 1891.

G. Capellini, *Sui resti di M. arvernensis recent. scop. a Spoleto, Pontremoli e Castrocaro* (Mem. R.

ma sviluppato come gli altri, ho trovato che tutte le specie presentano un indice lamellare compreso tra il due e il tre e che lo spessore delle lamine aumenta pure dal primo all'ultimo molare, ma in proporzione ancora maggiore che non negli *Stegodon* e precisamente di mm. 5 da dente a dente, facendo però astrazione dei premolari dei quali, mancando in alcune specie, non ho creduto opportuno occuparmene.

Si allontana un po' dalla regola generale solo il *M. Wintoni*, la specie la più antica, che serve di passaggio tra i *Mastodon* e i *Moeritherium*.

In esso lo spessore delle singole lamine aumenta da dente a dente più lentamente, così che nel sesto, o terzo vero molare, raggiunge solamente i mm. 25. Anche l'indice lamellare è un po' inferiore a quello degli altri *Mastodon*, poichè se talora sorpassa realmente il due, tal'altra si avvicina di molto senza però raggiungerlo.

Pel sesto o terzo vero molare si ha: [1])

M. arvernensis C. J.,	spessore lamellare	mm.	30-35,	indice lamellare	2-3
M. longirostris Kaup	»	»	»	35-40	»	»	2-3
M. tapiroides Cuv.	»	»	»	40-45	»	»	2-3
M. angustidens Cuv.	»	»	»	35-40	»	»	2-3
M. pygmoeus Dep.	»	»	»	30-35	»	»	2-3
M. Beadnelli (Andr.)	»	»	»	25-30	»	»	2-3
M. Wintoni (Andr.)	»	»	»	20-25	»	»	2-3

Accad. Sc.) Bologna 1888. — Id., *Resti di Mastodonti nei dep. mar. plioc. della prov. di Bologna* (Mem. R. Accad. Sc., ser. V, vol. III) Bologna 1893. — Id., *Mastodonti del Mus. geol. di Bologna* (Mem. R. Accad. Sc., ser. VI, vol. IV, V) Bologna 1907-08.

G. Checchia Rispoli, *Sul M. angustidens dei dintorni di Burgio in prov. di Girgenti* (Giorn. di Sc. nat. ed econ., vol. XXX) Palermo 1914.

G. Cuvier, *Recherches sur les ossemens fossiles ecc.*, Paris 1821.

Ch. Depéret, *Découv. du Mastodon angustidens d. l'étage cart. de Kabylie* (Bull. Soc. geol. Franc., ser. III, vol. XXV) Paris 1897.

Falconer et Cautley, *Fauna antiqua sivalensis*, London 1846.

H. Falconer, *Palaeont. Mem.*, London 1868.

A. Gaudry, *An. foss. et geol. de l'Attique*, Paris 1862-67. — Id., *Remarq. sur les Mastodontes* (Mem. Soc. geol. Franc., N. 8) Paris 1891.

P. Gervais, *Zool. et Paleont. franc.* Paris 1859.

G. G. Kaup, *Descript. d'oss. foss. de mamm. ecc.*; Darmstadt, 1835.

E. Lartet, *Sur la dentition des proboscidiens fossiles et sur la distribution geographique et stratigraphique de leurs debris en Europe* (Bull. Soc. geol. Franc., ser. II, vol. XVI) Paris 1859,

Lortet et Chantre, *Sur les Mastodontes de la période tert. d. le Bassin du Rhône* (Arch. Mus. Lyon, vol. II) Lyon 1879.

R. Lydekker, *Sivalik and Narbada Proboscidia* (Mem. Geol. surv. India, ser. X, vol. I, 1880, vol. II 1881, vol. III 1884).

L. Mayet, *Mamm. mioc. d. sables de Orléanais et d. faluns d. la Touraine* (Ann. d. l'Université de Lyon) Lyon 1908.

H. Meyer, *Stud. über das Genus Mastodon* (Palaeont., vol. XVII) 1867.

E. Sismonda, *Osteogr. di un Mastodonte angustidente* (Mem. R. Accad. Sc., ser. II, vol. XII) Torino 1851.

G. Stefanini, *Mamm. terr. del Mioc. Veneto* (Mem. Ist. geol. R. Univ. Padova, vol. I) Padova 1912.

M. Vacek, *Über österr. Mastodonten ecc.* (Abh. k. k. Geol. Reichs., vol. VII) 1877.

A. Weithofer, *I proboscidiani fossili di Valdarno in Toscana* (Mem. R. Com. geol. ital., vol IV) Firenze 1893.

[1]) Nella sinonima di queste specie dovranno essere riunite tutte le altre e probabilmente nel modo seguente:

M. arvernensis C. J. (= *M. dissimilis* Lort. et Chant.; *M. angustidens* Sism.; *M. brevirostris* Gerv.; *M. Borsoni* Hays; *M. atticus* Wac.; *M. sivalensis* Falc).

M. longirostris Kaup (= *M. Pentelici* Gaud. et Lart.; *M. atticus* Wagner; *M. arvernensis* Cantam.; *M. latidens* Clift; *M. perimensis* Falc.)

M. tapiroides Cuv. (= *M. turicensis* Schinz; *M. Borsoni* Lort. Canth.: *M. pyrenaicus* Lart.; *M. pandionis* Lyd.; *M. Falconeri* Lyd.; *M.* cfr. *arvernensis?* Stefan.

M. angustidens Cuv. (= *M. simorrensis* Lart.; *M. virgatidens* Mayet; *M. Cuvieri* Pomel; *M. angustidens* var. *palaeindica* Lyd.)

M. pygmoeus Dep. (= *M. angustidens* Mayet; *M. angustidens* Gaud. (*pars*); *M. angustidens* Checch.)

QUADRO FILOGENETICO DEGLI ELEFANTIDI

Età	Moeritherium	Mastodon	Stegodon	Loxodon	Euelephas	Elephas
QUATERNARIO			*S. africanus* (*L.*) x (10-13?) x x (10-14?) x 20-25 3-4	*L. melitensis Falc.* x (10-13) x x (10-13) x 10-15 4-5 *L. antiquus Falc.* x (14-19) x x (15-20) x 15-20 4-5	*E. indicus* (*L.*) x (18-27) x x (18-27) x 10-15 5-6 *E. namadicus Falc.* (*pars*) (= *trogontherii Pohl.*) x (14-19) x x (15-20) x 15-20 5-6	*E. primigenius Blumb.* x (18-29) x x (18-28) x 10-15 6-7
PLIOCENE		*M. arvernensis C. J.* x (5-6) x x (5-6) x 30-35 2-3	*S. insignis Falc.* x (9-11) x x (9-13) x 25-30 3-4 *S. Clifti Falc.* x (7-8) x x (7-8) x 30-35 3-4	*L. meridionalis* (*Nesti*) x (10-15) x x (10-15) x 20-25 4-5		
		M. longirostris Kaup (5-6) (5-6) 35-40				

MIOCENE		40-45 2-3 *M. angustidens Cuv.* 4 x 4 x 35 40 2-3 *M. pygmoeus Dep.* 4 4 30-35 2-3
OLIGOCENE	*M. trigonodon Andr.* 3 3 10-15 1-2	*M. Beadnelli (Andr.)* 3 3 x 25-30 2-3 *M. Wintoni (Andr.)* 3 3 20-25 2-3
EOCENE	*M. Lyonsi Andr.* 2 x 2 x 15-20 1-2 *M. gracile Andr.* 2 2 10-15 1-2	

NB. — *I numeri posti a ciascuna specie si riferiscono al sesto o terzo vero molare: i primi rappresentano il numero delle lamine, i secondi il loro spessore in mm., i terzi l'indice lamellare.*

QUADRO FILOGENETICO DEGLI ELEFANTIDI

Età	Moeritherium	Mastodon	Stegodon	Loxodon	Euelephas	Elephas
QUATERNARIO			*S. africanus (L.)* x (10-13?) x / x (10-14?) x, 20-25, 3-4	*L. melitensis Falc.* x (10-13) x / x (10-13) x, 10-15, 4-5 *L. antiquus Falc.* x (14-19) x / x (15-20) x, 15-20, 4-5	*E. indicus (L.)* x (18-27) x / x (18-27) x, 10-15, 5-6 *E. namadicus Falc. (pars) (= trogontherii Pohl)* x (14-19) x / x (15-20) x, 15-20, 5-6	*E. primigenius Blumb.* x (18-29) x / x (18-28) x, 10-15, 6-7
PLIOCENE			*S. insignis Falc.* x (9-11) x / x (9-13) x, 25-30, 3-4 *S. Clifti Falc.* x (7-8) x / x (7-8) x, 30-35, 3-4	*L. meridionalis (Nesti)* x (10-15) x / x (10-15) x, 20-25, 4-5		
		M. arvernensis C. J. x (5-6) x / x (5-6) x, 30-35, 2-3				
MIOCENE		*M. longirostris Kaup* (5-6) / (5-6), 35-40, 2-3 *M. angustidens Cuv.* 4 x / 4 x, 35-40, 2-3 *M. pygmoeus Dep.* 4 / 4, 30-35, 2-3				
OLIGOCENE	*M. trigonodon Andr.* 3 / 3, 10-15, 1-2	*M. Beadnelli (Andr.)* 3 / 3 x, 25-30, 2-3 *M. Winloni (Andr.)* 3 / 3, 20-25, 2-3				
EOCENE	*M. Lyonsi Andr.* 2 x / 2 x, 15-20, 1-2 *M. gracile Andr.* 2 / 2, 10-15, 1-2					

NB. — *I numeri posti a ciascuna specie si riferiscono al sesto o terzo vero molare: i primi rappresentano il numero delle lamine, i secondi il loro spessore in mm., i terzi l'indice lamellare.*

L'evoluzione seguita da queste specie mi pare risulti in modo evidente. Da forme con lamine sottili si passa gradatamente ad altre con lamine sempre più grosse e di poi ad altre ancora di uno spessore minore, così che quello delle forme più recenti corrisponde a quello delle forme più antiche, una evoluzione progressiva dapprima, una evoluzione regressiva di poi; e le forme dell'una risultano distinte da quelle dell'altra solo per il numero delle lamine sempre più grande.

Siccome poi lo spessore lamellare del *M. longirostris*, che fa già parte del ramo discendente, si collega con quello dello *S. Clifti* da cui, come si è visto, ebbero origine gli altri proboscidati più recenti, è da ritenere che tutti gli *Stegodon*, i *Loxodon*, gli *Euelephas* e gli *Elephas* rappresentino forme in regressione.

Meriterii. — Le specie del genere *Moeritherium* presentano lamine più sottili e un indice lamellare più piccolo che non i *Mastodon*.

Pel sesto, o terzo vero molare ho ottenuto:

M. trigonodon Andr.,	spessore lamellare mm.			10-15	indice lamellare		1-2
M. Lyonsi Andr.	„	„	„	15-20	„	„	1-2
M. gracile Andr.	„	„	„	10-15	„	„	1-2

Anche in questo gruppo si hanno due fasi, una ascendente e l'altra discendente, e le specie dell'una si distinguono da quella dell'altra per il diverso numero delle lamine. Dalla specie più progredita si sono staccati, come lo dimostra lo spessore e l'indice lamellare, i *Mastodon*.

Altri proboscidati. — Seguendo sempre lo stesso metodo cercai l'indice e lo spessore lamellare dei molari degli altri proboscidati quali i *Dinotherium*, i *Barytherium* e i *Phiomia*, ma essi non si possono collegare con quelli dei generi sopra ricordati e variano da specie a specie seguendo altre regole, epperò ritengo che costituiscano altri rami, forse nemmeno tutti provenienti dal medesimo tipo.

Il quadro filogenetico che unisco comprende pertanto il gruppo degli Elefantidi, escluse le specie dell'America, delle quali non me ne sono ancora occupato, ma che probabilmente corrispondono a quelle del vecchio Continente

Sulla scomparsa degli elefantidi

Dal quadro esposto la divisione degli Elefantidi, in gruppi ben distinti, risulta in modo evidente, e pure evidentemente si rilevano le variazioni che presentano le lamine. Esse si fanno sempre più numerose e una sola eccezione si riscontra alla regola generale. Dal *L. antiquus* al *L. melitensis* si verifica una diminuzione.

Lo spessore lamellare invece dal *M. gracile*, con evoluzione ascensionale, aumentando sempre della medesima quantità da specie a specie, va a poco a poco ingrossandosi sempre più, sintantochè, raggiunto un certo sviluppo, con evoluzione contraria e sempre colla medesima proporzione, torna diminuire così che, nelle forme le più recenti di ciascun gruppo, si avvicina, o ridiventa eguale a quello della specie la più antica da cui ebbero origine tutte le altre.

Lo stesso fenomeno si ha nella lunghezza e larghezza della superficie triturante.

Se si dovesse prendere in considerazione un solo molare per ogni forma si potrebbe credere, come erroneamente ritennero alcuni [1]), che detta superficie, dalle specie le più antiche alle più recenti, abbia regolarmente ad aumentare in estensione; ma così non è.

Da specie che presentano contemporaneamente sei piccoli molari per parte e per mascella, formati da due o tre lamine sottili, si passa gradatamente a specie con un numero minore di denti in funzione, ma più larghi e costituiti da lamine tanto più numerose e tanto più grosse da determinare una superficie triturante alquanto più lunga oltre che più larga. Di poi si ritorna, a poco a poco, a specie fornite d'una superficie triturante più stretta e più breve, e pressochè lunga come quella presentata complessivamente dai sei molari delle specie le più antiche, ma dovuta talora (*L. melitensis*) ad un unico molare, tal'altra anche solamente ad una parte di un unico dente (*E. primigenius*, *E. indicus*), formato però da lamine ridiventate sottili e in pari tempo sempre più numerose.

Si verifica adunque una evoluzione ascendente seguita da una regressione continua, una vera parabola, dopo la quale si riscontra la scomparsa delle specie [2]).

Tale evoluzione, che chiamerò ciclica, forse non venne mai ben compresa perchè in parte mascherata dal continuo aumento nel numero delle lamine, e in parte dalla regolare diminuzione dei molari in funzione.

---

[1]) R. S. Lull, *The Evolution of the Elephant* (The amer. Journal. of Scien. vol. XXV, N. 147) 1908.

W. B. Scott, *A History of land Mamm. in the West Hemisph.*, pag. 436, New Jork 1914,

[2]) In un recente lavoro del dott. R. Larzer (*Théorie de la Contre Evolution ou Dégénérescence par l'Hérédité pattrologique*, 1917), che mi pervenne durante la correzione delle bozze, sono svolte alcune ipotesi sulla scomparsa di gruppi di animali. Di esse me ne occuperò in una prossima nota.

Da ciò molto probabilmente derivano le diversità che si riscontrano nello sviluppo delle ossa del capo nelle specie elefantine. La presenza di un numero maggiore o minore di molari di tanto varie dimensioni deve aver determinato delle modificazioni non solo nelle ossa mascellari, ma in tutte le ossa del capo che sono con esse in relazione.

Alcuni Zoologi e Paleontologi ritengono che sia più vicina la scomparsa dello *S. africanus* che non quella dell'*E. indicus*.

Ciò mi sembra poco probabile in quanto che una nuova forma che derivasse dall'*E. indicus* dovrebbe avere uno spessore lamellare minore di quello che presenta la specie più antica di tutte, il *M. gracile*, il che non si è verificato nè per gli *Elephas*, nè per i *Loxodon*, i *Mastodon* e i *Moeritherium*.

Invece dallo *S. africanus*, che ha uno spessore lamellare maggiore, sarebbe ancora possibile la derivazione di una o forse anche di due altre forme con lamine più strette, forme che potrebbero già riscontrarsi tra le sue attuali varietà nane [1]).

Gli Elefantidi pertanto, si potrebbe pensare che non siano scomparsi o vadano scomparendo per il sopraggiungere di altre forme meglio agguerrite nella lotta per l'esistenza, o per cambiamenti di ambiente, ma bensì per aver compiuto il loro ciclo regolare, o parabola, per essere ritornati, o prossimi a ritornare, in rapporto allo spessore delle lamine e alla estensione della superficie triturante, alle forme primitive dalle quali derivarono.

Se ben si considera, la regressione continua di un organo importante, non seguita nello stesso modo da quella di tutti gli altri organi, deve aver generato condizioni tali nella costituzione dell'animale da renderlo incapace a trasformarsi ulteriormente e da determinarne la sua scomparsa.

Esempi simili non sono rari in Paleontologia.

Ciclica può essere considerata la ben nota evoluzione delle Ammoniti. Da specie colla linea suturale semplice si passa gradatamente ad altre con linea suturale complicatissima, di poi, con fenomeno regressivo, si torna a forme con suture sempre meno complesse, e talora, nel cretaceo, quando questi importanti fossili vanno scomparendo, corrispondenti a quelle che si riscontrano nelle forme primitive o goniatitiche.

Altri esempi sono dati dagli Equidi, dai Cheloni ecc. ecc.

Negli Equidi la diminuzione continua del numero delle dita, in un col loro ingrossarsi dapprima e assottigliarsi di poi, determina, nella superficie complessiva degli zoccoli, come nella superficie triturante degli Elefantidi per le varie modificazioni dei loro molari, un ciclo [2]), a cui fa seguito la scomparsa del cavallo nel Continente americano. Il continuo minor sviluppo delle piastre dello scudo avvicina sempre più le Testuggini del terziario e dell'epoca attuale alle forme primitive e ne preannuncia la prossima loro fine.

Probabilmente le così dette forme regredite, molte di quelle che presentano organi rudimentali o fenomeni di *convergenza*, alcuni tipi aberranti e geratologici ecc, non sono altro che forme dirette, per uno o più caratteri, verso quelle da cui hanno avuto origine, e di conseguenza, dopo d'aver sorpassato il vertice delle loro parabole, verso la loro fine.

Aggiungo poi che, se i diversi gruppi d'animali spentisi nei tempi passati, presentano lo stesso fenomeno, si può concludere che: *ad ogni evoluzione che si svolge in un dato organo ne segue un'altra eguale e contraria; la stessa legge, secondo la quale si ha la regressione dal tipo normale, corrisponde a quella che presiede all'evoluzione.*

alcuni caratte

[1]) B. R. Lydekker, *The Ears as a Race-Character in the African Elephant* (Proc. of the Zool. Soc.) London 1907.

[2]) O. Abel, *Die vorzeitlichen Säugetiere*, fig. 94 a pag. 136.

Descrizione delle specie

LOXODON MERIDIONALIS (Nesti)

Tav. XIII, fig. 1, 2, 3, 4

1775 *Elefante indiano* G. Targioni Tozzetti, *Relazioni di alcuni viaggi fatti in diverse parti della Toscana per osservare le produzioni naturali* ecc.

1808 *Elephas primigenius* Nesti, *Di alcune ossa fossili di mammiferi che si incontrano nel Valdarno.*

1821 » » G. Cuvier, *Récherches sur les ossemens fossiles ecc.* vol. I.

1825 » *meridionalis* Nesti, *Lettera sopra alcune ossa fossili di Valdarno non per anco descritte. Sulla specie nuova di Elefante fossile di Valdarno.*

1828 » *à larges lames* Croizet et Jobert, *Récherches sur les ossements foss. du Département du Puy de Dôme*, pag. 131 132.

1841 » *primigenius* D. Blainville, *Osteograph. ou Descript. iconograph. comp. du squelette et du system. ecc ecc.* pag. 220.

1847 » *meridionalis* Falconer and Cautley, *Fauna antiqua sivalensis*, Tav. XIV B.

1847 » *planifrons* Falconer and Cautley, *Ibid.*, Tav. X, Tav. XI, fig. 2, Tav. XII, fig. 5, 6, 12, 13.

1847 » *hysudricus* Falconer and Cautley, *Ibid.*, Tav. VI, fig. 1, 2, 3, Tav. VII, fig. 1-11, Tav. VIII, fig. 3, 4, 5.

1857 » *meridionalis* H. Falconer, *On the Species of Mastodon and Elephant occurring in the Fossil state in Great Britain* (Palaeont. Mem.) pag. 104, Tav. VIII.

1857 » *planifrons* H. Falconer, *Ibid.*, pag. 92, Tav. VI, fig. 2.

1858 » *meridionalis* E. Lartet, *Observations à propos d. débris foss. d. divers Elephants dont la découverte a été signalée par M. Ponzi aux environs de Rome* (Bull. Soc. geol. de France, 2ª serie, vol. XV) pag. 566.

1859 » » E. Lartet, *Sur la dentition des proboscidiens fossiles et sur la distribution geographique et stratigraphique des leurs débris en Europe* (Bull. Soc. geol. de France, 2ª serie, vol. XVI) pag. 500, Tav. X, fig. 10.

1876 » » Lortet et Chantre, *Etudes paléont. dans le bassin du Rhone, periode quaternaire* (Archiv. du Museum d'Hist. Nat. de Lyon, vol. I) Tav. XIX, fig. 2, Tav. XX, fig. 2, 3, 4, Tav. XXI, fig. 1, 2, 3, 4.

1876 » *antiquus* Lortet et Chantre, *Ibid.*, Tav. XIX, fig. 6.

1878 *Elephas meridionalis* G. Ponzi, *Le ossa foss. subap. dei dintorni di Roma* (Mem. R. Accad. dei Lincei) pag. 727.

1880 » *planifrons* R. Lydekker, *Sivalik and Narbada Proboscidia* (Mem. of the Geol. Surv. of India, Ser. X, vol. I) pag. 275.

1880 » *hysudricus* R. Lydekker, *Ibid.* pag. 278.

1881 » *meridionalis* A. Leith Adams, *Monograph on the british foss. Elephants* (Palaeont. Soc., vol. XXXV) pag. 191, Tav. XXII. fig. 1, Tav. XXIII, Tav. XXIV, Tav. XXV.

1882 » *meridionalis* G. Nicolucci, *Sugli elefanti fossili della valle del Liri* (Mem. di Mat. e di Fis. della Soc. Ital. delle Sc. detta dei XL, vol. IV) pag. 12, Tav. I. fig. 2.

1882 » » R. Meli, *Ulteriori notizie e osserv. sui resti fossili rinvenuti nei tufi vulcanici nella prov. di Roma* (Boll. R. Com. geol. ital., vol. XIII) pag. 262.

1886 » » H. Pohlig, *Sopra una monografia degli elefanti fossili della Germania e dell' Italia* (Boll. Soc. geol. ital., vol. V) pag. 413.

1889-91 » » H. Pohlig, *Dentition und Kranologie des Elephas antiquus ecc. ecc.* (Nova Acta Acad. Caes. Leop. Car. Germaniae Naturae curiosorum, vol. LIII, LVII) con figure e tavole (non fig. 50, fig. 96 f.).

1889-91 » *trogontherii* H. Pohlig, *Ibid.*, pag. 206, fig. 92.

1889-91 » *antiquus* H. Pohlig, *Ibid.*, pag. 169

1891 » *meridionalis* G. Tuccimei, *Mamm. foss. delle prov. umbra e romana* (Mem. Accad. Nuovi Lincei, vol. VII) pag. 21, Tav. VI, fig. 1, 2, Tav. VII, fig. 1, Tav. IX, fig. 1, 2.

1893 » *primigenius* G. B. Cacciamali, *Gli elefanti fossili di Val di Comino* (Boll. Soc. geol. ital., vol. IX) pag. 47, fig. 7.

1893 » *meridionalis* A. Weithofer, *I proboscidiani fossili di Valdarno in Toscana* (Mem. R. Com. geol. ital., vol. IV) pag. 32 e tavole.

1893 » *lyrodon* A. Weithofer, *Ibid.*, pag. 72 con tavole.

1893 » *antiquus* A. Weithofer, *Ibid.*, pag. 104.

1894 » *lyriformis* K. A. Zittel, *Traité de Paleont.*, vol. IV, pag. 471.

1896 » *meridionalis* G. de Angelis, *Sopra alcuni mammiferi fossili della Valle del Po* (Rend. R. Ist. lomb. Sc. Lett. serie III, vol. XXIX) pag. 2, 14.

1897 » » G. de Angelis, *Sulla probabile mancanza in Italia dell' E. primigenius* (Boll. Soc. geol. ital., vol. XVI) pag. 329.

1898 » » A. Portis, *Di alcune specie di mammiferi del pliocene superiore e dell' età del deposito lignitico di Leffe* (Boll. Soc. geol. ital., vol. XVII), pag. 246.

1902 » » A. Portis, *Di un dente anomalo di elefante fossile e della mancanza dell' E. primigenius in Italia* (Boll. Soc. geol. ital., vol. XXVII) pag. 111.

1902 » » L. Seguenza, *I vertebrati fossili della prov. di Messina, Parte III, mammiferi pliocenici e quaternari* (Boll. Soc. geol. ital., vol. XXI) p. 444.

1903 » *antiquus* A. Portis, *Ancora e sempre delle specie elefantine fossili in Italia* (Boll. Soc. geol. ital., vol. XXII) pag. 447.

1903 *Elephas meridionalis* E. Flores, *L'Elephas primigenius Blum. nell'Italia meridionale continentale* (Boll. Soc. geol. ital., vol. XXII) pag. 356, Tav. XIII, fig. 3, 4.

1904 » » L. Seguenza, *Intorno ad alcuni molari elefantini fossili di Sicilia e di Calabria* (Riv. ital. di paleont., vol. X) pag. 53.

1904 » » C. Bortolotti, *Denti di Proboscidati, di Rinoceronte, di Ippopotamo dell'antica coll. Canali di Perugia* (Riv. ital. di paleont., vol. X) pag. 88, Tav. IV, fig. 1, 3, 4, Tav. V, fig. 5.

1904 » *antiquus* C. Bortolotti *Ibid.*, pag. 85, Tav. IV, fig. 2, 5, Tav. V, fig. 1, 2.

1905 » *meridionalis* N. Puccioni, *Dell'E. lyrodon Weith. di Valdarno* (Riv. ital. di paleont., vol. XI) pag. 74.

1907 » *antiquus* V. Matarassi, *L'Elephas antiquus rinvenuto presso Sant'Agata dei Goti* (Prov. di Benevento) (Riv. ital. di paleont., vol. XIII) pag. 130, Tav. IV.

1908 » *meridionalis* R. Meli, *Rinvenimenti di denti fossili di elefante di alcune località nuove o interessanti per la prov. di Roma* (Boll. Soc. geol. ital., vol. XXVII) pag. 433.

1910 » » M. Pavlow, *Les elephants fossiles de la Russie* (Nouv. Mem. de Soc. Imp. d. Nat. de Moscou, vol. XVII) pag. 25, Tav. I, fig. 19-22.

1910 » cfr. *hysudricus* M. Pavlow, *Ibid.*, pag. 27, Tav. I, fig. 23.

1911 » *meridionalis* G. Pontier, *Remarques sur les variations dentaires chez les Elephants quaternaires europeens* (Bull. Soc. geol de France, vol. XI) pag. 463, Tav. X, fig. 1, 2.

1913 » » P. Zuffardi, *Elefanti fossili del Piemonte* (Palaeont. ital., vol. XIX) pag. 136, Tav. I, Tav. II, fig. 1, 2, 3, 6.

1913 » » W. Soergel, *Elephas trogontherii Pohl. und Elephas antiquus Falc. ecc.* (Palaeontographica,) Tav. IV, V, VI, VIII.

1914 » » C. Airaghi, *L'Elefante del bacino di Leffe in Val Seriana* (Atti Soc. Ital. Sc. nat., vol. LII) pag. 165, Tav. X.

1914 » » C. Airaghi, *Sui due molari d'E. meridionalis Nesti di Bargone in prov. di Parma* (Atti Soc. Ital. Sc. nat., vol. LIII) pag. 449, Tav. XIV.

I molari del *L. meridionalis* per la loro larghezza, per il piccolo numero e grande spessore delle lamine si distinguono alquanto facilmente da quelli degli altri elefanti. La sinonimia pertanto di questa specie è relativamente poco complessa.

Alcuni ritengono che il *L. planifrons* e il *L. meridionalis*, per la forma dei molari molto somiglianti, siano da considerare come termini paralleli; altri per la formula dentaria un po' più piccola, ritengono invece la specie indiana come una forma più primitiva, e il *L. meridionalis* come il successore occidentale di un tronco simile al *L. planifrons* che si è spinto dall'India verso il Mediterraneo.

Ma poichè il *L. planifrons*, deve in parte entrare nella sinonimia del *L. meridionalis*, e in parte in quella dello *S. insignis*, si dovrà ammettere che il *L. meridionalis* sia derivato da quest'ultima specie come lo dimostrano lo spessore e l'indice lamellare.

Dal *L. meridionalis* si ammette generalmente che abbiano avuto origine il *L. antiquus* e l'*E. namadicus* (= *trogontherii Pohl.*), i cui denti infatti presentano lamine più numerose e più strette.

Molari delle alluvioni lombarde. — Di questa specie ho in esame solamente tre esemplari, uno dei quali, strettamente parlando, non apparterebbe alla Lombardia poichè venne trovato nelle alluvioni del Po presso Piacenza.

Questo esemplare, Tav. XIII fig. 1, fa parte delle raccolte del Museo di Milano (N. 14563). È quasi perfettamente conservato, costituito da una corona bassa, col fianco interno leggermente convesso e quello esterno concavo, colla superficie d'abrasione alquanto depressa nella sua parte mediana. Presenta un piccolo tallone anteriore seguito da sei lamine delle quali, l'ultima, è divisa ancora in sei digitelli. Tutte le altre, benchè aperte, presentano nella parte mediana, ancora un'espansione anulare delimitata lateralmente da due strozzature abbastanza pronunciate. Lo smalto è grosso e pieghettato.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza della corona	mm. 115
Spessore lamellare (115:6)	» 19,1
Larghezza massima	» 67
Indice lamellare	3,5

Se si considerano come tallone posteriore i sei digitelli che formano l'ultima lamina il simbolo dovrebbe essere x 5 x come si riscontra nel secondo molare del *L. meridionalis* e del *L. antiquus*; ma poichè lo spessore lamellare è molto grande non vi ha dubbio che si tratti di un secondo inferiore destro del *L. meridionalis*.

Un altro molare, Tav. XIII fig. 3, di questa specie si conserva nel Museo civico di Pavia. Venne rinvenuto a S. Cipriano Po.

Manca delle lamine anteriori e credo si tratti di un sesto molare destro inferiore. Si hanno le ultime sei lamine col relativo tallone. Di esse solamente la prima è tutta aperta. La seconda e la terza sono ancora divise in quattro elementi dei quali i due mediani sono alquanto più rotondeggianti che non i due laterali. La quarta e la quinta sono divise in cinque elementi col mediano più grande degli altri. Infine l'ultima e il tallone sono costituiti da diversi digitelli. La superficie di abrasione è leggermente concava e i fianchi privi di cemento. Lo smalto è grosso.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza della corona	mm. 129
Spessore lamellare (129 : 6)	» 21,5
Larghezza massima	» 86
Indice lamellare	4

Lo spessore e l'indice lamellare, benchè il dente sia incompleto, indicano che si tratta del *L. meridionalis* col quale corrispondono anche i caratteri secondari quali lo spessore rilevante dello smalto e la conformazione delle lamine.

Infine ho in esame un altro molare delle raccolte della R. Università di Pavia ricordato dal Brocchi e dal Cuvier, rinvenuto, come ritiene probabile il Prof. Taramelli, nelle alluvioni di S. Colombano e non nel glaciale come asserisce il Prof. de Angelis.

Esso, Tav. XIII fig. 2, manca, come il precedente, della parte anteriore e sta ancora attaccato a dei frammenti della mascella destra.

Si conservano dodici lamine col tallone posteriore; di esse però solamente le prime cinque sono state intaccate dall'abrasione e tutte le altre sono ancora intatte. Le prime tre poi sono aperte, benchè presentano delle strozzature alquanto accentuate. La quarta e

la quinta sono ancora divise in tante isole. Il dente è largo e basso, col fianco interno alquanto convesso.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza della corona	mm.	230
Spessore lamellare (230 : 12)	»	19,1
Larghezza massima	»	95
Indice lamellare		4,9

Il grande numero delle lamine non lascia dubitare del suo riferimento ad un ultimo molare. Lo spessore dei dischi di poco inferiore ai mm. 20 potrebbe far dubitare trattarsi del *L. antiquus*, ma le lamine hanno una forma troppo diversa per poterlo riferire a questa specie. Inoltre, come dirò, non è raro il caso in cui lo spessore lamellare sia inferiore a quello stabilito specialmente nelle forme di passaggio tra il *L. meridionalis* e il *L. antiquus*.

Molari d'altre località d'Italia — Passando ora ai molari di questa specie rinvenuti altrove ricorderò prima di tutti quelli di Leffe (Bergamo) già da me illustrati.

Quivi, oltre che a dei frammenti, vennero trovati degli ultimi e penultimi molari con spessore lamellare compreso tra i mm. 20 e 25 con indice tra il 4 e il 5, come si verifica appunto nell'esemplare che nuovamente figuro (Tav. XIII fig. 4).

In Piemonte gli avanzi di questa specie sono più numerosi.

I diversi premolari illustrati dal Zuffardi come *L. meridionalis* credo si debbano realmente riferire a questa specie quantunque presentino uno spessore lamellare superiore ai mm. 20. Ciò ritengo dipenda specialmente dal cattivo stato di conservazione del materiale, mancante delle prime e ultime lamine che sono le più strette, e talvolta dall'aver compreso nella valutazione del tallone qualche disco in più.

Dei veri molari invece credo che due si debbano riferire ad altra specie e precisamente quello trovato a C. Paccioretta (loc. cit. Tav. II, fig. 5) e quello di Felizzano (loc. cit. Tav. II, fig. 4). L'uno presenta:

$$x\ 13\ x \text{ in } 250 \times 75 = 14 \times 17{,}8 \times 4{,}2\ ^{1})$$

Lo spessore e l'indice lamellare lo fanno entrare, come si vede, tra le forme del *L. antiquus* come già aveva dubitato lo stesso Zuffardi. L'altro ha:

$$x\ 13\ x \text{ in } 255 \times 92 = 14 \times 18{,}2 \times 5{,}2$$

L'alto indice lamellare lo esclude non solo dal *L. meridionalis*, ma anche dal *L. antiquus* e con tutta probabilità lo fa ritenere un *E. namadicus*.

In Liguria forse questa specie non è ancora stata riscontrata.

Il prof. Issel [2]) ricorda un avanzo di molare elefantino trovato nell'alveo del torrente Legino, proveniente secondo ogni probabilità, da un lembo di marne o sabbie plioceniche, ma è costituito solamente da tre lamine dallo spessore medio di mm. 15 e dalla larghezza

---

[1]) Nel secondo termine di questa eguaglianza rappresento il numero delle lamine, aumentato dal valore attribuito ai talloni, per lo spessore e per l'indice lamellare.

[2]) A. Issel, *Alcuni mammiferi fossili del Genovesato e Savonese* (R. Accad. Lincei serie V, vol VIII) pag. 200.

massima di mm. 55. Una determinazione esatta mi pare quindi impossibile, ma, il piccolo spessore delle lamine e la limitata larghezza, lo escludono dal *L. meridionalis* al quale l'avrebbe riferito il prof. Issel e lo avvicinerebbero piuttosto al *L. antiquus*.

Nel Piacentino si rinvennero avanzi scheletrici di un esemplare adulto nelle sabbie gialle del M. Pulgnasco. Tali avanzi ora si conservano nel Museo civico di Milano, e furono già ricordati dal Falconer.

Gli M VI mascellari, i soli conservati, hanno uno spessore lamellare di mm. 20,3 e un indice di 4,6.

Anche nel Parmense questa specie ha lasciato le sue traccie. Nelle sabbie plioceniche di Bargone si rinvennero due M VI superiori già da me illustrati. Hanno lo spessore e l'indice lamellare corrispondenti a mm. 23,8 e a 4,7.

Numerosissimi poi sono i molari raccolti in Toscana nelle ben note località di Valdarno. Se dai denti ivi rinvenuti, che si conservano nei Musei di Milano e di Pavia, e dai moltissimi studiati dal Weithofer, dal Pohlig, dal Bortolotti, dal Soergel, si estrae lo spessore lamellare, si verifica che nei molari da latte, e talvolta persino negli M V e M VI, è inferiore a quello che si riscontra nei molari di *L. meridionalis* trovati in giacimenti un pò più antichi, e che corrisponde piuttosto allo spessore delle lamine del *L. antiquus*.

Non senza ragione quindi il Pohlig separava dalle altre la forma di Valdarno chiamandola *E. Nesti*.

Evidentemente si tratta di una forma di passaggio tra il *L. meridionalis* dei depositi veramente pliocenici di cui conserva ancora lo stesso numero dei dischi e il *L. antiquus*, del quaternario, del quale ha già acquistato lo stesso spessore lamellare.

Un simile fenomeno, e in modo ancor più evidente, si riscontra nelle forme che il Weithofer riunì sotto il nome di *E. lyrodon*. Esse hanno una formula lamellare eguale a quella del *L. meridionalis*, ma le lamine, anche nel quinto e nel sesto molare, sono quasi sempre sottili come nel *L. antiquus*.

A proposito di questa forma ricorderò che il Puccioni, pure riferendola, come già aveva fatto il Pohlig, al *L. meridionalis*, viene nella seguente conclusione:

« Dunque a mio parere, i cranii, le difese, e i denti dal Weithofer attribuiti al *lyrodon* « sono soltanto di giovane *meridionalis*. Le difese non hanno una speciale orientazione « perchè tutte le difese di elefanti, estinti o viventi, hanno sempre avuta tendenza a con- « vergere e non vi è da meravigliarsi che solo quelle di quei cranii che sono stati detti « di *lyrodon* convergano; perchè quelle sole, a tempo della pubblicazione del Weithofer, « sono state vedute a posto negli alveoli ».

« I molari che egli aveva studiato erano giovanissimi; quelli del cranio di Montevarchi « hanno il tipo peculiare del *meridionalis*. E se il Weithofer dichiara che non può trat- « tarsi di un caso di femmina più piccola, portando a sua difesa che nei mammiferi vi- « venti non si ha mai un dimorfismo sessuale così spiccato, dipende questo da non « aver egli avuto occasione di osservare gran numero di esemplari viventi. Giova inoltre « notare che gli elefanti attuali non giungono mai allo sviluppo completo e quindi alle « dimensioni enormi che si riscontravano in quelli fossili ».

A mio parere invece, poichè elefanti muniti già del sesto molare in avanzata erosione non si possono certamente ritenere giovani, l'*E. lyrodon* lo si vede considerare come una forma che non ha raggiunto uno sviluppo completo ed eguale a quello del *L. meridionalis* e che si avvicina in tal modo maggiormente, che non l'*E. Nesti*, al *L. antiquus*, forma ancora più regredita.

Ciò mi sembra non privo di interesse data la grande importanza attribuita al *L. meridionalis* per l'interpretazione stratigrafica del deposito di Valdarno.

Sarebbe pure importante il poter stabilire se altrettanto avviene per l'elefante della formazione di Leffe colla quale spesso venne paragonata quella di Valdarno; ma il confronto attualmente è impossibile per il troppo piccolo numero di molari trovati fin'ora in tale località.

Infine, per questa regione, credo siano ancora da riferire al *L. meridionalis* alcuni esemplari ritenuti *E. trogontherii* e *E. antiquus*. Uno è del Museo di Arezzo ricordato dal Weithofer (loc. cit. pag. 104); è un

$$\text{M V con } -9\,x \text{ in } 240 \times 95 = 10 \times 24 \times 4{,}4$$

Un altro è del Museo di Firenze ricordato invece dal Pohlig (loc. cit. pag. 169); è un M V rinvenuto a Maspino. Ha:

$$11 \text{ in } 260 = 11 \times 23{,}6$$

Un terzo è quello rinvenuto a Quarata (Pohlig pag. 206, fig. 92). Ha:

$$-10\,x \text{ in } 230 \times 108 = 10 \times 23 \times 4{,}6$$

Pei dintorni di Perugia il Bortolotti, riferendoli al *L. antiquus*, illustra tre molari che per lo spessore e indice lamellare debbono invece esser riferiti al *L. meridionalis*.

Essi sono:

$$\text{M III con } -8\,x \text{ in } 162 \times 74 = 8 \times 20.2 \times 3{,}6$$
$$\text{M III con } -4\,- \text{ in } 72 \times 56 = 4 \times 18 \times 3{,}1$$
$$\text{M V con } -9\,x \text{ in } 185 \times 89 = 9 \times 20{,}5 \times 4{,}3$$

Certamente è da riferire a questa specie l'esemplare figurato dal Tuccimei proveniente da Montoro lungo il fiume Nera. Probabilmente quelli di Montefalco e Castel Ritaldi, dei quali ne fa cenno il Pantanelli, sono pure del *L. meridionalis*.

Pei dintorni di Roma il *L. meridionalis* è spesso ricordato dal Ponzi, dal Meli, dal Portis, dal Tuccimei, ma siccome non ne vennero date le opportune dimensioni, non è sempre possibile un controllo esatto.

Tra gli M II vi è un esemplare recentemente acquistato dal Museo di Milano. Ha:

$$-{}^1/_2\,5 \text{ in } 85 \times 62 = 6 \times 15{,}6 \times 3{,}9$$

Un M IV e un M VI vengono citati dal Pohlig (loc. cit. pag. 222, 130) Sono:

$$\text{M IV con } 7\,x \text{ in } 175 = 7 \times 25$$
$$\text{M VI con } x\,14\,(x\,13\,x) \text{ in } 300 \times 100 = 14 \times 21{,}4 \times 4{,}6$$

Un M VI è quello riferito dal Weithofer al *L. antiquus* raccolto nelle alluvioni del Tevere.:

$$-7\,x \text{ in } 170 \times 105 = 7 \times 24{,}2 \times 4$$

Di questa specie sono pure quelli di Campo di Merlo, di Magliana e di M. Mario, spesso ricordati da diversi Autori, e ultimamente dal Tuccimei. Essi sono:

$$\text{M IV con } 7 \text{ in } 165 \times 88 = 7 \times 23{,}5 \times 3{,}7$$
$$\text{M V con } 10 \text{ in } 195 \times 73 = 10 \times 19{,}5 \times 3{,}7$$
$$\text{M VI con } -6 \text{ in } 145 = 6 \times 24{,}1$$

Per l'Italia meridionale ricordo i molari rinvenuti a Rocca Secca, a Casalvieri, a Sant'Agata de' Goti.

Quelli di Rocca Secca vennero illustrati dal Nicolucci. Uno di essi è:

$$M\ V \text{ con } x\ 9\ x \text{ in } 194 \times 86 = 10 \times 19{,}4 \times 4$$

L'unico esemplare di Casalvieri venne dal Cacciamali, dal Botti, dal Ricci ritenuto *E. primigenius*, dal Portis *L. antiquus*, dal Flores giustamente *L. meridionalis*. È:

$$M\ V \text{ con } —\ 11\ x \text{ in } 220 \times 75 = 11 \times 20 \times 3{,}5$$

Anche il dente di Sant'Agata de' Goti, classificato dal Matarassi come *L. antiquus*, deve, per lo spessore e indice lamellare, far parte del *L. meridionalis*. È infatti:

$$M\ III \text{ con } —\ 6\ x \text{ in } 116 \times 75 = 6 \times 19 \times 3{,}9$$

Passando alla Sicilia, i ritenuti *E. meridionalis* dell'Anca e Gemmellaro, sono probabilmente da riferire allo *S. africanus*, e forse solo quello illustrato da L. Seguenza, rinvenuto nelle sabbie quarzifere con fauna tipica del pliocene superiore, a Gravitelli (Messina), può essere riferito al *L. meridionalis*. Esso è:

$$M\ II \text{ con } x\ 4 — \text{ in } 83 \times 54 = 4 \times 16{,}6 \times 3{,}2$$

Molari di alcune località straniere. — Quanto dissi pei molari di Valdarno altrettanto potrebbesi ripetere per alcuni di quelli rinvenuti a Forest-bed poichè presentano talora uno spessore lamellare che si avvicina a quello del *L. antiquus*.

Maggiormente mi pare che corrispondono ai tipi di questa specie quelli che si conservano nei Musei di Pietrogrado citati dal Pohlig. Sono:

$$M\ VI \text{ con } —\ 10\ x \text{ in } 247 \times 105 = 10 \times 24{,}7 \times 4{,}2$$
$$M\ VI \text{ con } —\ 11\ x \text{ in } 270 \times 83 = 11 \times 24{,}5 \times 3{,}3$$
$$M\ VI \text{ con } \quad 11 \quad \text{in } 260 \times 105 = 11 \times 23{,}6 \times 4{,}4$$

Come pure credo vi corrispondono, benchè non si possa sempre valutare lo spessore e l'indice lamellare, quelli illustrati dalla Pavlow, da Lortet e Chantre.

Tra gli esemplari provenienti dalle Indie entrano probabilmente nella sinonimia di questa specie non solo la maggior parte di quelli riferiti all'*E. hysudricus*, e non tutti, come vorrebbe il Pohlig, perchè alcuni hanno lamine più numerose e più strette come nel *L. antiquus*, ma anche alcuni di quelli distinti dal Falconer sotto il nome di *E. planifrons*, e precisamente quegli M VI che presentano uno spessore lamellare che va da mm. 20 a mm. 25 e un indice o molto vicino o compreso tra il 4, e il 5 come i seguenti:

$$M\ VI \text{ con } x\ 11\ x \text{ in } 245 \times 101 = 12 \times 20{,}4 \times 4{,}9$$
$$M\ VI \text{ con } x\ 13\ x \text{ in } 299 \times 90 = 14 \times 21\ 3 \times 4{,}2$$
$$M\ VI \text{ con } x\ 10\ x \text{ in } 254 \times 89 = 11 \times 23 \times 3{,}8$$
$$M\ VI \text{ con } x\ 13\ x \text{ in } 322 \times 91 = 14 \times 23 \times 3{,}9$$

Gli altri molari, noti sotto il nome di *E. planifrons*, siccome hanno le lamine più grosse e un indice più piccolo, compreso tra il 3 e il 4, con tutte le probabilità entrano a far parte dello *S. insignis*.

LOXODON ANTIQUUS Falc.

Tav. XIII, fig. 7-10, Tav. XIV

1821 *Elephas primigenius* G. Cuvier, *Recherches sur les ossemens fossiles ecc.*, vol I.
1825 » *meridionalis* Nesti, *Lettera sopra alcune ossa fossili di Valdarno non per anco descritte. Sulla specie nuova d' Elefante fossile di Valdarno.*
1830 » *primigenius* B. Borson, *Mem. sur quelq. oss. foss. trouvés en Piemont* (Mem. R. Accad. Sc. di Torino, vol. XXXVI) pag. 33.
1841 » » B. Blainville, *Osteograph. ou Descript. iconograph. comp. du squelette et du system. ecc. ecc.*, pag. 220.
1847 » *antiquus* Falconer and Cautley, *Fauna antiqua sivalensis*, Tav. XIV A.
1847 » *meridionalis* Falconer and Cautley, *Ibid.*, Tav. XII D, fig. 5, Tav. XIII A, fig. 4, 5.
1847 » *hysudricus* Falconer and Cautley, *Ibid.*, Tav. VII, fig. 12.
1847 » *namadicus* Falconer and Cautley *Ibid.*, Tav. XII C, Tav. XII D, fig. 3.
1857 » *antiquus* H. Falconer, *On the Species of Mastodon and Elephant occuring in the Fossil state in Great Britain* (loc. cit.) pag. 176, Tav. IX.
1857 » *priscus* H. Falconer, *Ibid.*, pag. 94, Tav. II.
1859 » *antiquus* E. Lartet, *Sur la dentition des proboscidiens fossiles et sur la distribution geografique et stratigraphique de leurs debris en Europe* (loc. cit.) pag. 501, 514, Tav. XV, fig. 11.
1867 » » I. Cocchi, *L' uomo fossile nell' Italia centrale* (Atti Soc. ital. Sc. nat., vol. II) pag. 16.
1867 » » F. Anca e G. Gemmellaro, *Monografia degli elefanti fossili di Sicilia*, (loc. cit.) pag. 5, Tav. I, fig. 1-6.
1876 » » Lortet et Chantre, *Etudes paleont. dans le bassin du Rhône, periode quaternaire* (loc. cit.) Tav. XVIII, fig. 1, 2, 3.
1877-81 » » A. Leith Adams, *Monograph on the british foss. Elephants* (loc. cit.) vol. XXXI, pag. 31, 37; vol. XXXIII pag. 88, 127; vol XXXV, pag. 176, con tavole.
1878 » » G. Ponzi, *Le ossa fossili dei dintorni di Roma* (loc. cit.) pag. 727.
1880 » *hysudricus* R. Lydekker, *Sivalik and Narbada Proboscidia* (loc. cit.) pag. 278.
1880 » *namadicus* R. Lydekker, *Ibid.*, pag. 280.
1880 » *armeniacus* G. Seguenza, *Le formazioni terziarie della prov. di Reggio Calabria* (Mem. R. Accad. dei Lincei, vol. VI) pag. 35.
1881 » *antiquus* G. Acconci, *Sopra una caverna foss. scoperta a Cucigliana* (Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. vol. V) pag. 146, Tav. IV, fig. 6, 7.
1882 » *namadicus* E. Naumann, *Ueber japanische Elephanten der Vorzeit* (Palaeont., vol. XXVIII) pag. 25, Tav. VI, VII.
1882 » *antiquus* R. Meli, *Ulteriori notizie e osserv. sui resti fossili rinvenuti nei tufi vulcanici nella prov. di Roma* (loc. cit.) pag. 262.
1882 » » G. Nicolucci, *Su gli elefanti fossili della Valle del Liri* (loc. cit.) pag. 8, Tav. II, fig. 1, 2.
1882 » » Peruzzi, *Notizie sui resti di E. antiquus trovati nel cantiere Orlando a Livorno* (Proc. verb. Soc. Tosc. Sc. Nat.) pag. 63.

1883 *Elephas antiquus* H. Brauns, *Ueber japanische diluviale Säugethiere* (Zeitschr. der Deutschen geol. Gesellsch.) pag. 20.

1886 » » H. Pohlig, *Sopra una monografia degli elefanti fossili dell'Italia e della Germania* (loc. cit) pag. 413.

1889-91 » » H. Pohlig, *Dentition und Kranologie des Elephas antiquus ecc.* (loc. cit.) figure e tavole (non Tav. III, fig. 2; Tav. V, fig. 1-2; Tav. VI, fig. 2).

1889-91 » *trogontherii* H. Pohlig, *Ibid.*, pag. 202, fig. 91.

1890 » *antiquus* G. B. Cacciamali, *Gli elefanti fossili di Aquino* (Boll. Soc. geol. ital., IX) pag. 424, fig. 1.

1890 » *meridionalis* G. B. Cacciamali, *Ibid.*, pag. 425, fig. 2.

1891 » *antiquus* G. Tuccimei, *Mamm. foss. delle prov. umbra e romana* (loc. cit.) pag. 40, Tav. X, fig. 1.

1893 » » A. Weithofer, *I proboscidiani fossili di Valdarno in Toscana* (loc. cit.) pag. 94 e tavole.

1893 » » A. Portis, *Contrib. alla storia fisica del bacino di Roma, e studi sopra l'estensione da darsi al pliocene superiore*, pag. 9.

1895 » *primigenius* E. Flores, *Catal. dei mamm. foss. dell' Italia meridionale continentale* (Atti Accad. Pont., vol. XXV) pag. 32.

1895 » *antiquus* G. de Angelis, *L'Elephas antiquus nei dintorni di Lainò Borgo* (Boll. Accad. Gioenia Sc. Nat. Catania, fasc. XXXIX) pag. 242.

1896 » » G. de Angelis, *Sopra alcuni mammiferi fossili della valle del Po* (loc. cit.) pag. 11.

1896 » » I. Cocchi, *Di uno scheletro di Elephas antiquus trovato presso Arezzo* (Boll. Soc. geol. ital., vol. XIV) pag. 276.

1897 » » R. Meli, *Sopra alcuni denti fossili di mammiferi rinvenuti nelle ghiaie alluvionali nei dintorni di Roma* (Boll. Soc. geol. ital., vol. XVI) pag. 188.

1897 » » G. de Angelis, *Sulla probabile mancanza in Italia dell' Elephas primigenius* (loc. cit.) pag. 329.

1897 » » R. Meli, *Sopra alcuni resti di mammiferi quaternari nei dintorni di Roma* (Boll. Soc. geol. ital., vol. XV) pag. 294.

1897 » » H. W. Volz, *Elephas antiquus Falc. und Elephas trogontherii Pohl. in Schlesien* (Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellsch., B. XLIX) pag. 197, fig. 2.

1898 » » G. Tuccimei, *Sopra alcuni cervi plioc. della Sabina ecc.* (Mem. Acc. Nuovi Lincei, vol. XIV) pag. 22, Tav. IV, fig. 5.

1898 » » A. Portis, *Di alcune specie di mammiferi del pliocene superiore e dell'età del deposito lignitico di Leffe* (loc. cit.) pag. 246.

1898 » » A. Portis, *Di alcuni avanzi elefantini fossili scoperti presso Torino* (Boll. Soc. geol. ital., vol. XVII) pag. 110.

1899 » *meridionalis* G. de Stefano, *Rinvenimento di alcuni mammiferi fossili nel quaternario di Marrocu presso Reggio Calabria* (Boll. Soc. geol. ital., vol. XVIII) pag. 1.

1899 » » G. de Stefano, *L'Elephas meridionalis e il Rhinoceros Merckii nel quaternario calabrese* (Boll. Soc. geol. ital., vol. XVIII) pag. 11.

1900 *Elephas antiquus* E. Flores, *L'Elephas antiquus Falc. e il Rhinoceros Merckii Jaeg. in prov. di Reggio Calabria* (Boll. Soc. geol. ital., vol. XIX) pag. 126.
1900 » » G. Checchia, *Sull'Elephas antiquus Falc. nei dintorni di Sansevero Capitanata* (Boll. Soc. Zool. ital., serie II, vol. I) pag. 194.
1901 » » G. de Stefano, *Ancora sull'Elephas meridionalis e il Rhinoceros Merckii nel quaternario di Reggio Calabria* (Boll. Soc. geol. ital., vol. XX) pag. 140, fig. 1.
1901 » » G. de Stefano, *L'Elephas antiquus Falc. e la sua contemporaneità coll'E. meridionalis Nesti ecc. ecc.*, (Reggio Calabria 1901) pag. 18.
1901 » *primigenius* G. de Stefano, *Ibid.*, pag. 25.
1902 » *antiquus* L. Seguenza, *I vertebrati fossili della prov. di Messina, Parte III Mammiferi pliocenici e quaternari* (loc. cit.) pag. 453.
1902 » » A. Portis, *Di un dente anomalo di elefante fossile e della mancanza dell'E. primigenius in Italia* (loc. cit.) pag. 111.
1904 » » L. Seguenza, *Intorno ad alcuni molari elefantini fossili di Sicilia e di Calabria* (Riv. ital. di Paleont., vol. X) pag. 44, Tav. I, fig. 1, 2; pag. 49, Tav. I, fig. 4, 5; pag. 51, Tav. I, fig. 3; pag. 54.
1908 » » E. Clerici, *Appunti per una escursione geologica a Viterbo* (Boll. Soc. geol. Ital., vol. XXVII) pag. 333, fig. 3.
1908 » » R. Meli, *Rinvenimenti di denti fossili di elefante di alcune località nuove o interessanti per la prov. di Roma* (loc. cit.) pag. 434.
1910 *Elephas antiquus* M. Pavlow, *Les elephants fossiles de la Russie* (loc. cit.) pag. 19, Tav. I, fig. 13.
1910 » » A. Issel, *Alcuni mamm. fossili del Genovesato e del Savonese* (R. Accad. Lincei, serie V, vol. VIII) pag. 201.
1910 » *meridionalis* A. Issel, *Ibid.*, pag. 200, Tav. I, fig. 11.
1911 » *antiquus* G. Pontier, *Remarques sur les variations dentaires chez les Elephants quaternaires europeens* (loc. cit.) pag. 464, Tav. X, fig. 3, 4.
1913 » » P. Zuffardi, *Elefanti fossili del Piemonte* (loc. cit.) pag. 159, Tav. III, fig. 9, Tav. IV, fig. 2, 4, 5.
1913 » *meridionalis* P. Zuffardi, *Ibid.*, pag. 150, Tav. II, fig. 5.
1913 » *antiquus* W. Soergel, *Elephas trogontherii Pohl. und Elephas antiquus Falc.* (loc. cit.) tabelle I a VIII; Tav. I, fig. 1-16, Tav. II, fig. 2-6.

I molari del *L. antiquus* e dell'*E. namadicus* (= *trogontherii* Pohl.) presentano lo stesso numero di lamine egualmente grosse, ma con indice lamellare diverso, e in modo che dove termina quello di una incomincia quello dell'altra specie. Con ogni probabilità presentano poi una differente altezza.

Alcuni Paleontologi inclinano a credere che il *L. antiquus*, come l'*E. namadicus*, sia derivato dal *L. meridionalis*, ma tutti ritengono che sia scomparso senza lasciare alcun successore.

Recentemente il Zuffardi tentò di collegarlo con altre specie, e all'uopo divise in due gruppi le forme dell'*E. trogontherii* Pohl. costituendone due varietà: *L. antiquus* var. *trogontheroides*, *E. primigenius* var. *trogontherii*, che dovevano, la prima, collegare il *L. antiquus* col *L. meridionalis*, e, la seconda, coll'*E. primigenius*.

Ma l'ipotesi del Zuffardi non può reggere, perchè le sue varietà, come dirò, non hanno ragione d'esistere per mancanza di caratteri differenziali.

Mentre invece, lo spesore e l'indice lamellare di questa specie confermano chiaramente la sua origine non solo, ma dimostrano altresì i legami che la uniscono al *L. melitensis* che si deve ritenere come suo discendente.

Il Pohlig a proposito del *L. melitensis* ritiene che le « razze nane fossili dell'isole « del Mediterraneo (Malta ecc.) non si devono considerare come specie distinte dal *L.* « *antiquus*, ma bisogna piuttosto considerarle come gradazione di una razza nana di « quest'ultima specie proveniente da degenerazione e quindi da designarsi come *L.* (*an-* « *tiquus*) *Melitae* Falc. ».

Ma che si tratti invece di una specie e non di una varietà lo dimostrano lo spessore e l'indice lamellare dei suoi molari.

Se da una parte pongono in evidenza che i rapporti che passano tra il *L. antiquus* e il *L. melitensis* sono eguali a quelli che esistono tra il *L. antiquus* e il *L. meridionalis*, dall'altra mettono chiaramente in rilievo che il *L. melitensis* sta all'*E. indicus* come questo sta all'*E. primigenius*.

Epperò invece di un caso di degenerazione, come asserisce il Pohlig, si tratta di una vera evoluzione regressiva in seguito alla quale si ha la scomparsa della specie.

Molari delle alluvioni lombarde. — Nelle raccolte del Museo civico di Pavia si conservano diversi molari di questa specie provenienti dalle alluvioni dei dintorni di S. Cipriano Po.

Il più piccolo, Tav. XIII fig. 9, 10, è costituito da otto lamine e due talloni. Le lamine sono tutte quante aperte, romboidali con smalto grosso e pieghettato, divise l'una dall'altra da uno stretto strato di cemento. La superficie triturante è alquanto inclinata verso l'interno, i fianchi quasi piatti e le lamine alquanto inclinate rispetto alla superficie di abrasione.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza massima della corona	mm.	140
Spessore lamellare (140 : 9)	»	15,5
Larghezza massima	»	66
Indice lamellare		4

Questo dente venne già studiato dal de Angelis che lo ritenne un quarto molare inferiore sinistro del *L. antiquus*. Che si debba realmente riferire a questa specie lo indicano lo spessore e l'indice lamellare. Essi però potrebbero corrispondere, per la poca diversità, tanto a quelli di un terzo quanto a quelli di un quarto molare, ma il numero delle lamine $x\,8\,x$ lo fanno credere piuttosto un terzo; la loro direzione poi, alquanto inclinata rispetto alla superficie di abrasione, non permettono di considerarlo un dente inferiore, come erroneamente lo ritenne il de Angelis, ma indicano che si tratta di un molare superiore.

Un altro molare, pure proveniente dalla stessa località, Tav. XIV fig. 3, 4, è un quarto superiore sinistro. È lungo, stretto, colla parete laterale esterna, leggermente convessa e quella interna concava. È costituito da undici lamine coi relativi due talloni. Le lamine sono tutte aperte tranne le ultime tre, delle quali l'antipenultima e la penultima sono costituite da tre elementi, uno mediano allungato, e due laterali subcircolari. L'ultima lamina è formata, come il tallone posteriore, da diversi digitelli non ancora fusi tra di loro.

Lo smalto è grosso e grossolanamente pieghettato.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza massima della corona	mm.	192
Spessore lamellare (192 : 12)	»	16
Larghezza massima	»	67
Indice lamellare		4

Come si vede presenta dei caratteri che non lasciano dubitare della sua determinazione.

Nella stessa raccolta proveniente dalla stessa località, vi è un altro quarto molare, ma inferiore sinistro. Tav. XIV fig. 5, 6.

La sua formula lamellare corrisponde a x 11 $\cdot x$.

La prima lamina col relativo tallone è mal conservata. Tutte le altre sono aperte tranne le ultime due. Sono larghe, di forma romboidale, con corna laterali rivolte all'avanti fornite di smalto grosso e grossolanamente pieghettato.

La penultima lamina è divisa ancora in due isole allungate, l'ultima invece in tre e il tallone posteriore è formato da quattro digitelli. Il dente lungo e stretto presenta i fianchi leggermente gonfi dall'alto al basso, un pò convesso quello interno e concavo quello esterno.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza massima della corona	mm.	220
Spessore lamellare (220 : 12)	»	18.3
Larghezza massima	»	67
Indice lamellare		3.6

Un altro molare della stessa raccolta e località è quello che presento nella Tav. XIV, fig. 1.

È incompleto, manca forse delle ultime quattro lamine; sono conservate solamente le prime nove col relativo tallone anteriore. Probabilmente si tratta di un quinto, che per l'andamento delle sue lamine si deve ritenere un inferiore destro.

Le lamine che si conservano, tranne le ultime due, sono tutte aperte, larghe, marcatamente loxodontiche, con corna rivolte all'avanti, con smalto grosso, fornito di rare e marcate pieghettature. Le ultime due sono ancora divise in tre elementi, di cui quello mediano è molto più sviluppato e allungato di quelli laterali quasi subcircolari. La superficie triturante è concava; i fianchi quasi diritti dall'alto al basso, quello interno leggermente convesso e quello esterno concavo.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza massima della corona	mm.	185
Spessore lamellare (185 : 9)	»	20.5
Larghezza massima	»	72
Indice lamellare		3.5

L'alto spessore lamellare dipende certamente dalla mancanza delle ultime lamine, che, come le prime, sono sempre più strette delle mediane; il basso indice credo dipenda anche dalla mancanza del cemento esterno del dente.

Un altro molare, quinto inferiore destro, sempre della stessa località di S. Cipriano, si conserva nel Museo civico di Milano (N. 14548), Tav. XIII, fig. 7, 8.

È un dente, in confronto agli altri della medesima specie, di piccole dimensioni. La

sua formula lamellare corrisponde a x 11 x. Le lamine sono tutte aperte tranne l'ultima divisa in quattro isole. Nella parte mediana sono larghe e leggermente foggiate a losanga, alle estremità presentano corna rivolte all'avanti.

Lo smalto è relativamente sottile e pieghettato. Il cemento interlamellare è stretto. La superficie triturante leggermente concava, quella posteriore presenta una marcata depressione mediana, dovuta certamente alla pressione esercitata dal sesto dente. I fianchi sono quasi diritti dall'alto al basso.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza massima della corona	mm.	152
Spessore lamellare (152 : 12)	»	12.6
Larghezza massima	»	50
Indice lamellare		3.96

Se si dovesse prendere in considerazione solamente lo spessore lamellare questo dente lo si dovrebbe ritenere dell'*E. primigenius*, e siccome è formato da x 11 x sarebbe un quarto.

Ma ciò è impossibile quando si consideri la sua piccola larghezza, che lo fa invece avvicinare al *L. melitensis* col quale presenta anche lo stesso spessore lamellare. Ma allora per il numero delle lamine dovrebbe essere un sesto, ciò che è impossibile data la conformazione della sua faccia posteriore. Epperò ritengo che esso, come avrò occasione di dire più avanti, sia una forma maggiormente regredita che non le tipiche del *L. antiquus* e precisamente una forma di passaggio tra questa specie e il *L. melitensis*.

Dal Museo civico di Pavia ebbi in esame ancora un altro dente rinvenuto anch'esso nel deposito di S. Cipriano. Tav. XIII, fig. 2.

È incompleto, manca delle prime e delle ultime lamine; si conservano cioè solamente le otto intermedie, delle quali solo l'ultima non è del tutto aperta, ma ancora divisa in tre elementi, dei quali il mediano è lungo e i laterali subcircolari.

Le altre lamine sono loxodontiche con corna rivolte all'avanti, con smalto grosso con forti pieghe. La superficie triturante concava. Si tratta quindi di un dente inferiore e, poichè credo manchino almeno tre lamine anteriori e quattro posteriori, probabilmente di un sesto destro.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza massima della corona	mm.	165
Spessore lamellare (165 : 8)	»	20.6
Larghezza massima	»	71
Indice lamellare		3.4

In questo frammento si verifica quindi un alto spessore lamellare, dovuto, come ho già fatto rilevare altrove, alla mancanza delle prime e delle ultime lamine che sono sempre le più strette. L'indice lamellare di conseguenza tanto più che il dente è privo del cemento esterno risulta un pò basso.

Da ultimo ricordo un bel sesto molare inferiore destro, posto ancora nella mandibola, del R. Museo geologico dell'Università di Pavia rinvenuto ad Arena Pò, Tav. XIV, fig. 7.

È perfettamente conservato e presenta quindici lamine coi relativi talloni. Le prime otto sono tutte aperte, alquanto loxodontiche; le altre quattro presentano ancora ai lati

un piccolo elemento circolare, le ultime, infine, sono ancora formate da diversi digitelli. Lo smalto è grosso e grossolanamente pieghettato.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza massima della corona	mm.	265
Spessore lamellare (265 : 16)	»	16.5
Largbezza massima	»	66
Indice lamellare		4

Molari d'altre località d'Italia. — Se si passa all'esame dei molari illustrati dal Zuffardi per il Piemonte come *L. antiquus*, e se da essi si estrae lo spessore e l'indice lamellare, si vede che si allontanano da quelli stabiliti per questa specie due molari, un M III (loc. cit. Tav. III, fig. 7, 8) e un M V (loc. cit. Tav. IV, fig. 6) che trovano il loro posto nell'*E. namadicus* (= *trogontherii*). Tutti gli altri che sono degli M IV e degli M V, hanno uno spessore lamellare compreso tra mm. 15 e mm. 19 e l'indice trá il 3.8 e il 4.8. Tra questi ultimi credo che devesi mettere anche il molare di Paccioretta già ricordato sopra, riferito dal Zuffardi all'*E. meridionalis*.

Esso ha infatti:

$$x\ 13\ x \text{ in } 250 \times 75 = 14 \times 18{,}5 \times 4$$

Pel Veneto ricordo un enorme M V inferiore del Museo civico di Milano già citato dal Falconer, dall'Adams e dal Weithofer. Proviene da Romagnano in Val Pantena (Verona) e presenta:

$$-\ ^1/_2\ 12\ x \text{ in } 290 \times 84 = 13 \times 21{,}4 \times 3{,}9$$

In Toscana i molari di questa specie fin'ora rinvenuti sono numerosissimi e, come è noto, vennero illustrati specialmente dal Pohlig e dal Weithofer.

Degli M II ve ne sono due, uno proveniente da Montetignoso presso Livorno, l'altro da Maspino in Val di Chiana e hanno:

$$x\ 7\ x \text{ in } 85 \times 27 = 8 \times 10{,}5 \times 2{,}7$$
$$x\ 5\ x \text{ in } 60 \times 32 = 6 \times 10 \times 3{,}2$$

Degli M III ve ne sono tre, uno di Valdarno (Weithofer), uno dei dintorni di Pisa (Pohlig) e un altro di Montetignoso dal Weithofer ritenuto invece un M II. Hanno rispettivamente:

$$x\ 9\ x \text{ in } 135 \times 53 = 10 \times 13{,}5 \times 4$$
$$x\ 8\ x \text{ in } 85 = 9 \times 9{,}4$$
$$x\ 8\ x \text{ in } 112 \times 47 = 9 \times 12{,}4 \times 3{,}7$$

Degli M IV ve ne sono pure tre provenienti da Montopoli, Arezzo e dalle alluvioni di Livorno. Secondo Weithofer, che riteneva quello di Montopoli un M III, hanno:

$$x\ 10\ x \text{ in } 120 \times 40 = 11 \times 10{,}9 \times 3{,}6$$
$$x\ 10\ x \text{ in } 145 \times 60 = 11 \times 13 \times 5$$
$$-\ 10\ x \text{ in } 145 \times 66 = 11 \times 13 \times 5$$

Secondo Pohlig invece il primo e l'ultimo avrebbero:

$$x\ 10\ x \text{ in } 122 \times 44 = 11 \times 11 \times 4$$
$$x\ 9\ x \text{ in } 145 \times 61 = 10 \times 14{,}5 \times 4{,}2$$

Degli M V se ne hanno solamente due, uno di Butri (Pohlig) e uno di Valdarno (Weithofer). Hanno:

x 13 x in $243 \times 75 = 14 \times 18{,}6 \times 4$
x 12 x in $200 \times 55 = 13 \times 15 \times 3{,}6$

Infine per l'ultimo molare il Weithofer ricorda i seguenti:

— 15 x in $235 \times 74 = 15 \times 15{,}6 \times 4{,}7$ (Malafrasca)
x 18 x in $360 \times 95 = 19 \times 18{,}9 \times 5$ (Sansino presso Maspino)
x 17 x in $310 \times 70 = 18 \times 17{,}2 \times 4{,}1$ (Val di Chiana)
— 19 x in $395 \times 74 = 19 \times 20{,}7 \times 3{,}5$ (S. Romano)
x 15 x in $290 \times 80 = 16 \times 18{,}1 \times 4{,}4$ (Arezzo)
— 12 x in $225 \times 80 = 12 \times 18 \times 4{,}4$ (Valdarno)
x 13 — in $250 \times 68 = 13 \times 17{,}9 \times 3{,}79$ (Val di Chiana)
— 15 x in $290 \times 60 = 15 \times 18{,}1 \times 3{,}8$ (S. Romano)

Dei primi cinque il Pohlig da delle dimensioni un po' diverse:

x 14 x in $235 \times 73 = 15 \times 15{,}6 \times 4\,6$
x 17 x in $380 \times 94 = 18 \times 21{,}1 \times 4{,}4$
x 16 x in $310 \times 70 = 17 \times 18{,}2 \times 3{,}8$
x 18 x in $340 \times 71 = 19 \times 17{,}9 \times 3{,}9$
x 14 $^2/_4$ x in $300 \times 85 = 16 \times 18{,}1 \times 4{,}4$

Ad essi il Pohlig aggiunge quest'altri che non credo siano stati ricordati dal Weithofer:

x 15 x in $330 \times 82 = 16 \times 20{,}6 \times 3{,}9$ (Ponte a Chiani)
12 in $250 \times 85 = 12 \times 20{,}8 \times 4$ (Arezzo)
x 14 x in $273 \times 90 = 15 \times 18{,}2 \times 5{,}2$ (Arezzo)
x 15 x in $250 \times 62 = 16 \times 15{,}6 \times 3{,}9$ (S. Romano)
x 13 x in $240 \times 75 = 14 \times 18{,}4 \times 4$ (Montioni)

Da ultimo ricordo alcuni M V e M VI provenienti dalla Toscana che si conservano nei Musei di Milano e della R. Università di Pavia:

M V con x 12 x in $230 \times 67 = 13 \times 17{,}6 \times 3{,}8$ (Ponte alla Nave, M. Milano)
M V con x 11 x in $225 \times 68 = 12 \times 18{,}7 \times 3{,}8$ (Terranova, Museo Milano)
M V con x 12 x in $190 \times 65 = 13 \times 14{,}6 \times 4{,}4$ (Valdarno, Museo di Pavia)
M V con x 11 x in $195 \times 75 = 12 \times 16{,}1 \times 4{,}8$ (Valdarno, Museo di Pavia)
M VI con x 17 x in $325 \times 75 = 18 \times 18 \times 4{,}1$ (Grotta della Costa S. Giovan. Museo di Milano)

Il *L. antiquus* è pure comune nei depositi quaternari dei dintorni di Roma. È ricordato spesso dal Ponzi, dal Portis, dal Meli, dal Tuccimei, ma pochi sono i molari di cui si conoscono le dimensioni.

Degli M II ho in esame un bel esemplare proveniente da Farnesina recentemente acquistato dal Museo di Milano:

— 6 in $60 \times 35 = 6 \times 10 \times 3{,}5$

Il Weithofer descrive tre M IV con:

x 10 x in $145 \times 40 = 11 \times 13{,}1 \times 3$ (Tor di Quinto)
x 12 x in $190 \times 66 = 13 \times 14{,}6 \times 4{,}5$ (Rignano)
x 12 x in $185 \times 65 = 13 \times 14{,}2 \times 4{,}5$ (Rignano)

Ad essi si deve aggiungerne un altro di Monte Verde ricordato dal Pohlig:

x 10 x in $137 = 11 \times 12{,}4$

Degli M V ve ne è uno di Monte Verde, anche esso citato dal Pohlig:

x 12 x in $225 \times 77 = 13 \times 17{,}3 \times 4{,}4$

Più numerosi sono gli M VI. Il Pohlig dà le formule di questi due:

x 14 $^1/_4$ x in $225 \times 77 = 15 \times 15 \times 5{,}1$
x 17 x in $310 \times 73 = 18 \times 17{,}2 \times 4{,}2$

Il Clerici, il Meli e il Tuccimei per i tufi di Grotta S. Stefano e per le alluvioni dell'Aniene presso Roma ricordano questi altri tre:

x 17 x in $285 \times 75 = 18 \times 16{,}7 \times 4{,}4$
— 15 x in $270 \times 77 = 15 \times 18 \times 4{,}2$
x 15 x in $260 \times 70 = 16 \times 16{,}2 \times 4{,}3$

Ad essi aggiungo quest'altro, inferiore sinistro del Museo di Milano proveniente da Farnesina:

— 16 — in $325 \times 83 = 16 \times 20{,}3 \times 4{,}8$

Nell'Italia meridionale il *L. antiquus* è pure alquanto frequente.

Per il bacino del Liri si hanno quelli illustrati dal Nicolucci e dal Cacciamali. Da Portocorvo si ha:

M II con x 6 x in $70 \times 27 = 7 \times 10 \times 2{,}7$
M V con x 12 x in $206 \times 70 = 13 \times 15 \times 4$

Per Aquino e Casalvieri il Cacciamali ricorda tre molari, ma per i disegni troppo schematici e per le descrizioni insufficienti, è possibile solamente il controllo su uno di essi erroneamente riferito dal Cacciamali all'*E. meridionalis*. Esso è:

M II con x 6 x in $69 \times 36 = 7 \times 9{,}8 \times 3$

Dalla Capitanata si ha il molare illustrato dal Checchia:

M V con x 11 — in $200 \times 80 = 11 \times 18{,}1 \times 4{,}4$

FIG. 1
M v di L. *melitensis Falc.*
Grotta dei Puntali di Carini
(Museo civico di Milano)
$^1/_2$ grand. nat.

Dei molari rinvenuti in Calabria si occuparono in questi ultimi anni il G. de Stefano, il Flores, e il L. Seguenza.

Il molare raccolto a Torretti presso Reggio dal G. Seguenza ritenuto *E. armeniacus* Falc. e dal Flores e dal de Stefano *E. primigenius* Blum., giustamente dal L. Seguenza viene posto tra le forme dell'*E. antiquus*. È:

$$\text{M V con } x\ 13\ x \text{ in } 280 \times 82 = 14 \times 20 \times 4$$

Il molare di Corvo è un altro M V che risulta formato da diversi frammenti che il de Stefano ritenne parti di diversi denti. Esso ha:

$$x\ 13 - \text{ in } 243 = 13 \times 18$$

Degli esemplari di Marrocu riferiti dal de Stefano all'*E. meridionalis* non si conosce che un frammento figurato dallo stesso de Stefano, essendo tutto il resto andato perduto. Dalla figura parrebbe uno degli ultimi molari. Il frammento misura mm. 50 e conta tre lamine dello spessore quindi di mm. 16,6.

Passando alla Sicilia si deve ricordare l'esemplare illustrato dal L. Seguenza rinvenuto a Faro Superiore (Messina):

$$\text{M V con } x\ 12\ x \text{ in } 225 \times 80 = 13 \times 17 \times 4$$

Quelli illustrati da Anca e Gemmellaro credo si debbano pure ritenere *L. antiquus*. Essi sono:

M II	con	$x\ 6\ x$	in	$78 \times 41 = 7 \times 11 \times 3{,}7$
M II	con	$x\ 7$ —	in	$72 \times 40 = 7 \times 10{,}2 \times 3{,}9$
M III	con	$x\ 10$ —	in	$99 \times 39 = 10 \times 9{,}9 \times 3{,}9$
M III	con	— $10\ x$	in	$114 \times 35 = 10 \times 11{,}4 \times 3$
M IV	con	x 9 —	in	$118 \times 58 = 9 \times 13{,}1 \times 4{,}4$
M IV	con	— $^1/_2$ $10\ x$	in	$170 \times 54 = 11 \times 15{,}4 \times 3{,}5$
M IV	con	$10\ x$	in	$145 \times 55 = 10 \times 14{,}5 \times 3{,}7$
M V	con	— 12 —	in	$182 \times 62 = 12 \times 15{,}1 \times 4{,}1$
M VI	con	— 12 —	in	$200 \times 64 = 12 \times 16{,}1 \times 3{,}9$

Ma in Sicilia oltre a queste forme che si potrebbero considerare ancora corrispondenti alle tipiche del L. *antiquus*, ve ne sono altre, come quelle che provengono dalla grotta dei Puntali di Carini, distinte dal Pohlig come L. (*antiquus*) *Melitae* Falc. che, pur conservando talora l'alto spessore lamellare, presentano un numero di lamine minore, eguale a quello del *L. melitensis*. Il Pohlig da le dimensioni dei seguenti molari:

M VI sup.	con	13	in	$175 \times 60 = 13 \times 13{,}4 \times 4{,}4$
»	»	9	in	$135 \times 50 = 9 \times 15 \times 3{,}3$
»	»	$9\ x$	in	$150 \times 57 = 9 \times 16{,}6 \times 3{,}4$
»	»	$12\ x$	in	$170 \times 50 = 12 \times 14{,}1 \times 3{,}5$
»	»	x $14\ x$	in	$185 \times 60 = 15 \times 12{,}3 \times 4{,}8$
»	»	$10\ x$	in	$140 \times 60 = 10 \times 14 \times 4{,}3$
»	»	$10\ x$	in	$145 \times 50 = 10 \times 14{,}5 \times 3{,}4$
»	»	$14\ x$	in	$185 \times 65 = 14 \times 13{,}2 \times 4{,}9$
»	»	$8\ x$	in	$125 \times 55 = 8 \times 15{,}6 \times 3{,}5$
»	»	x $14\ x$	in	$195 \times 55 = 15 \times 13 \times 4{,}2$
»	»	x $8\ ^1/_4\ 3\ x$	in	$155 \times 50 = 12 \times 13 \times 3{,}9$
M VI inf.	con	x $9\ x$	in	$170 \times 55 = 10 \times 17 \times 3{,}2$
»	»	— 9	in	$150 \times 60 = 9 \times 16{,}6 \times 3{,}6$
»	»	x $12\ x$	in	$165 \times 50 = 13 \times 12{,}6 \times 3{,}9$
»	»	x $12\ x$	in	$230 \times 55 = 13 \times 17{,}6 \times 3{,}1$
»	»	$10\ x$	in	$200 \times 65 = 10 \times 20 \times 3{,}2$
»	»	12	in	$185 \times 75 = 12 \times 15 \times 5$

Ad essi aggiungo questi altri, provenienti pure della grotta dei Puntali di Carini, e che recentemente vennero donati dal Chiarmo Prof. G. di Stefano al Museo civico di Milano:

M VI sup. con x 12 x in $185 \times 58 = 13 \times 14{,}2 \times 4$ (fig. 1)
» » x 11 x in $172 \times 59 = 12 \times 14{,}3 \times 4{,}1$
M IV? inf. con — 5 in $100 \times 61 = 5 \times 20 \times 3$
M V » x 10 x in $185 \times 62 = 11 \times 16{,}6 \times 3{,}7$ (fig. 2)
M VI » x 13 x in $200 \times 64 = 14 \times 14{,}2 \times 4{,}5$
» » x 11 x in $206 \times 62 = 12 \times 17{,}1 \times 3{,}6$

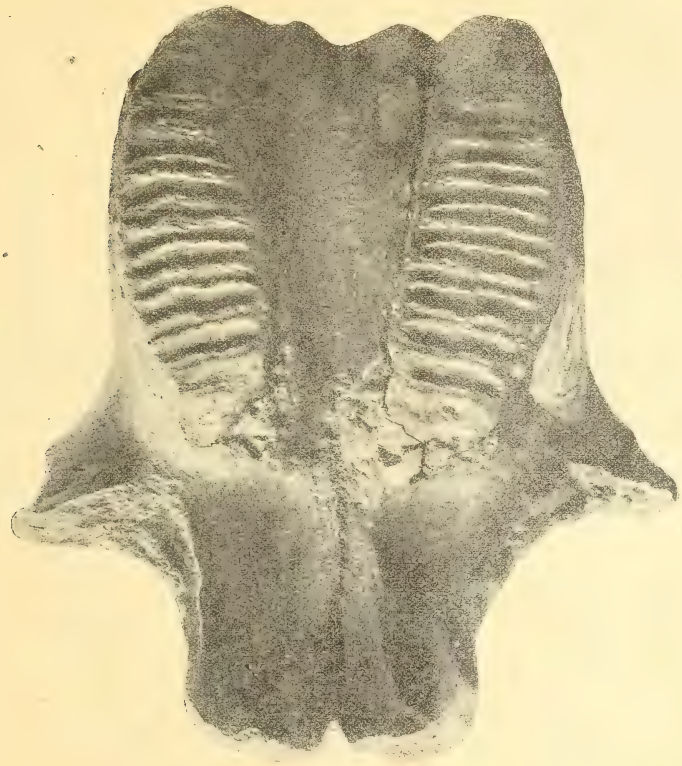


FIG. 2

M VI di L. *melitensis Falc.*
Grotta dei Puntali di Carini
(Museo civico di Milano)
$^1/_2$ grand. nat.

Si debbono queste forme che presentano uno spessore lamellare quasi sempre molto grande e di conseguenza un indice piccolo, inferiore a quello delle forme normali del *L. antiquus*, considerare come varietà di questa specie o del *L. melitensis*?

Evidentemente sono forme di passaggio tra l'una e l'altra specie, ma con molta probabilità dovranno essere riunite al *L. melitensis* poichè ritengo che il numero delle lamine rappresenti un carattere di maggior importanza che non il loro spessore.

FIG. 3
M v di *S. africanus* L. sp. (vivente)
(Museo civico di Milano)
$^1/_2$ grand. nat.

Per questi caratteri alcune di esse si avvicinano a quelle dello *S. africanus* colle quali presentano anche un numero di lamine pressoche identico, una spiccata loxodonticità e lo smalto molte volte parimente sviluppato.

Sarebbe pertanto utile una revisione delle forme fossili dello *S. africanus*, nella sinonimia del quale probabilmente si dovranno riunire l'*E. meridionalis* Anca e Gemm. [1]), l'*E. Cornaliae* Arad. [2]), l'*E. priscus* Sim. [3]), l'*E. atlanticus* Pomel [4]) ecc.

In Sicilia infine si hanno ancora quelle forme che dall'Anca e Gemmellaro vennero riferite all'*E. armeniacus*. Esse sono:

M II		con	x	6	x	in	$54 \times 25 =$	$7 \times$	$7{,}7 \times 3{,}2$
M V	(non III)	con		10	—	in	$80 \times 33 =$	$10 \times$	$8 \times 4{,}1$
M V	(non III)	con	x	10	x	in	$101 \times 29 =$	$11 \times$	$9{,}1 \times 3{,}1$
M V	(non IV)	con		—	9	x	in $106 \times 56 =$	$9 \times$	$11{,}7 \times 4{,}7$
M V	(non IV)	con	x	10	x	in	$113 \times 60 =$	$11 \times$	$10{,}2 \times 5{,}7$
M VI	(non IV)	con	x	12	x	in	$154 \times 54 =$	$13 \times$	$11{,}9 \times 4{,}5$

L'indice lamellare del secondo M V elencato è certamente più piccolo degli altri, perchè di esso venne data solo la larghezza della superficie di triturazione e non la massima, quello invece del quarto è più grande perchè la lunghezza del dente segnata è forse, almeno così parrebbe dal disegno, minore della reale, il che fa si che lo spessore lamellare sia più piccolo e l'indice più grande. Questi denti pertanto, per la conformazione delle lamine, stanno a quelli del *L. antiquus*, come quelli di questa specie stanno ai molari del *L. meridionalis*, epperò queste forme ritengo che si debbono considerare come le tipiche della specie derivata dal *L. antiquus*, mentre invece quelle trovate a Malta, a Cipro, a Creta, rappresenterebbero delle varietà maggiormente regredite poichè i loro denti sono più piccoli, con lamine più strette, con uno spessore, nel sesto molare, talora inferiore a mm. 10 e un indice lamellare inferiore a quattro.

Con tutto ciò, per non ingenerare confusione, nella denominazione di questa specie,

---

[1]) Anca e Gemmellaro, *Monografia degli elefanti fossili di Sicilia* (loc. cit.) pag. 16, Tav. II, fig. 1.

[2]) A. Aradas, *Sopra un molare elefant. foss. ecc.* (Atti Acad. Gioenia, Catania 1870) pag. 231, Tav. I, fig. 1, 2.

[3]) V. Simonelli, *Mamm. quat. dell'isola di Candia* (Mem. R. Ist. Sc. Bologna, 1907-08) pag. 397 Tav. I, fig. 3.

[4]) A. Pomel, *Ossem. d'Eleph. et d'Hippopot. decouv. d. station prehist., prov. d'Oran* (Bull. Soc. geol. Franc., vol. VII, 1878) pag. 45.

ritengo opportuno conservare per tutte queste forme il nome di *L. melitensis* usato dal Falconer per una sola di esse [1]).

Molari di alcune località straniere. — I moltissimi molari di questa specie studiati dal Pohlig e dal Soergel per la Germania, dal Leith Adams per l'Inghilterra, dal Lartet per la Francia, dalla Pavlow per la Russia, ecc., tranne pochi, che ho posto nella sinonimia di altre specie, presentano uno spessore e un indice lamellare corrispondenti a quelli stabiliti. Debbo però far notare che talora per gli esemplari studiati dal Soergel l'indice lamellare è di poco inferiore, e ciò perchè la larghezza del dente è stata presa escludendo lo spessore del cemento esterno.

Dei molari rinvenuti nell'India entrano in questa specie non solo quelli già distinti dal Falconer come *L. antiquus*, ma anche alcuni di quelli riferiti all'*E. hysudricus* e precisamente tutti quegli M VI che hanno un numero di lamine superiore a 15, e infine, come dirò in seguito, anche diversi di quelli riuniti all'*E. namadicus*.

EUELEPHAS NAMADICUS Falc. (*pars*)

Tav. XIII, fig. 5, 6

1847 *Elephas namadicus* Falconer and Cautley, *Fauna antiqua sivalensis*, Tav. XII B fig. 3; Tav. XII D, fig. 1, 2; Tav. XIII, fig. 1.

1877 » *antiquus* A. Leith Adams, *Monograph on the british foss. Elephants* (loc. cit.) pag. 32, Tav. V, fig. 1; pag. 173, Tav. XX, fig. 1, 2.

---

[1]) La sinonimia di questa specie sarebbe pertanto la seguente:

1862 *Elephas melitensis* H. Falconer, *Verbali dell'Assemblea della Brit. Ass. di Cambrige*, 6 ottobre

1867 » *armeniacus* F. Anca e G. Gemmellaro, *Monografia degli elefanti fossili di Sicilia*, pag. 11, Tav. II fig. 2-6, Tav. III, fig. 1, 2

1868 » *melitensis* H. Falconer, *On the foss. Remains of Elephas melitensis ecc. ecc.* (Pal. Mem.) p. 292, Tav. XI. fig. 1-4, Tav. XII, fig. 1-4

1868 » » G. Busk. *Descript. of the Remains of three extinct Species of Elephant ecc. in the island of Malta* (Trans. of the Zool. Soc. of London, vol. VI) pag. 235 con tavole

1868 » *Falconeri* G. Busk, *Ibid.*, pag. 251, Tav. LIII, fig. 9

1875 » *melitensis* A. Leith Adams, *On the Dent. and Osteol. of Maltese fossil Elephants ecc.* (Trans. of the Zool. Soc. of London, vol. IX) con tavole

1875 » *Falconeri* A. Leith Adams, *Ibid.*, con figure

1875 *Elephas mnaidriensis* A. Leith Adams, *Ibid.*, con figure

1886 » (*antiquus*) *Melitae*, H. Pohlig, *Sopra una monografia degli elefanti fossili della Germania e dell'Italia* (loc. cit.) pag. 413.

1892 » » H. Pohlig, *Dentition und Kranologie des Elephas antiquus ecc. ecc.* (loc. cit.) pag. 305

1893 » » H. Pholig, *Elephant. Siciliens und der erste Nachw. des Cran, von Elephas antiquus* (Abhandl. d. math. phys. c. d. Könighlich bayerischen Akad. der Wissenchaften) con tavole

1904 » *cypriotes* D. M. A. Bate, *Further Note on the Remains of E. Cypriotes ecc.* (Philosoph. Trans. of the R. Soc. of London) pag. 347, Tav. XXI, XXII

1907 » *creticus* D. M. A. Bate, *On Elephant Remains from Crete ecc.* (Proc. of the Zool. Soc. of London) pag. 238, Tav. XIII, fig. 1, 2

1907 » *antiquus* D. M. A. Bate, *Ibid.*, pag. 243, Tav. XII, fig. 1, 2, 3, Tav. XIII. fig. 3.

1886 *Elephas trogontherii* H. Pohlig, *Sopra una monografia degli elefanti della Germania e dell'Italia* (loc. cit.) pag. 413.

1888 » » H. Pohlig, *Ueber Elephas trogontherii und Rhinoceros Merckii ecc.* (Zeitsch. der Deutsch. geol. Gesell.) pag. 798.

1889-91 » » H. Pohlig, *Dentition und Kranologie des Elephas antiquus ecc.* (loc. cit.) pag. 189 con figure e tavole (non fig. 91, 91bis, 84, 87).

1889-91 » *meridionalis* H. Pohlig, *Ibid.*, pag. 115, 173, 217, fig. 96 f.

1889-91 » *antiquus* H. Pohlig, *Ibid.*, Tav. III, fig 2; Tav. V, fig. 1, 2; Tav. VI, fig. 2.

1893 » *primigenius* A. Weithofer, *I proboscidiani fossili di Valdarno in Toscana* (loc. cit.) pag. 13.

1893 » *meridionalis* A. Weithofer, *Ibid.*, pag. 50, Tav. VIII, fig. 1.

1896 » *trogontherii* A. Portis, *Anomalie riscontrate nell' atlante di un elefante fossile dei dintorni di Roma* (Riv. ital. di paleont.) pag. 6.

1896 » *antiquus* G. de Angelis, *Sopra alcuni mammiferi fossili della valle del Po* (loc. cit.) pag. 13.

1897 » *trogontherii* H. W. Volz, *Elephas antiquus Falc. und Elephas trogontherii Pohl. in Schlesien* (loc. cit.) pag. 197, fig. 2.

1897 » » H. W. Volz und R. Leonhard, *Ueber einen reichen Fund von Elephanten resten und das Vorkommen von Elephas trogontherii in Schlesien* (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesell., B. XLVIII) pag. 359, fig. 3.

1897 » *primigenius* A. Issel, *Descrizione di due denti di elefante raccolti nella Liguria occid.* (Ann. Mus. civ. di Genova, vol. XIV) pag. 167.

1897 » *trogontherii* G. de Angelis, *Sulla probabile mancanza in Italia dell'Elephas primigenius* (loc. cit.) pag. 328.

1901 » » A. Ricci, *L'Elephas trogontherii di Montecatini in Val di Nievole* (Atti R. Accad. Lincei, vol. X) pag. 93.

1901 » » A. Ricci, *Mammiferi postpliocenici di Kurgan in Siberia* (Boll. Soc. geol. it., vol. XX) pag. 374, Tav. VI, fig. 2, 3.

1902 » » A. Portis, *Di un dente anomalo di elefante fossile e della mancanza dell'E. primigenius in Italia* (loc. cit.) pag. 111.

1903 » » A. Portis, *Ancora e sempre delle specie elefantine fossili in Italia* (loc. cit.) pag. 446.

1910 » » M. Pavlow, *Les elephants fossiles de la Russie* (loc. cit.) Tav. I, fig. 17; Tav. II, fig. 24, 26.

1910 » *Wusti* M. Pavlow, *Ibid.*, pag. 6, Tav. I, fig. 1, 2; pag. 20, Tav. I, fig. 5.

1911 » *trogontherii* G. Pontier, *Remarques sur les variations dentaires chez les Elephants quaternaires europeens* (loc. cit.) pag. 467.

1911 » *intermedius* G. Pontier, *Ibid.*, pag. 467, Tav. X, fig. 5.

1913 » *antiquus* P. Zuffardi, *Elefanti fossili del Piemonte* (loc. cit.) pag. 160, Tav. III, fig. 8; pag. 165, Tav. IV, fig. 6; pag. 166, Tav. IV, fig. 7.

1913 » *primigenius var. trogontherii* P. Zuffardi, *Ibid.*, pag. 167, Tav. V, fig. 1, 2, 8, 9.

1913 » *primigenius* P. Zuffardi, *Ibid.*, pag. 178, Tav. VI fig. 5.

1913 » *trogontherii* W. Soergel, *Elephas trogontherii Pohl. und Elephas antiquus Falc.* (loc. cit.) Tabelle II, III, IV, V, VI, VII; Tav. I, fig. 13, 17; Tav. II, fig. 1, 7; Tav. III.

L'*E. trogontherii* fu molto discusso; ammesso da alcuni, viene da altri posto nella sinonimia del *L. antiquus*.

Il Pohlig vi riferisce una serie di molari ultimi i quali, nella formula delle lamine somigliano al *L. antiquus* e nella forma della corona e delle figure di abrasione stanno fra l'*E. primigenius* e il *L. meridionalis*, e ritiene questa razza, sotto ogni riguardo, come diretta precorritrice del Mammuth. Confrontandola poi col *L. antiquus* vi trova lo stesso spessore lamellare e una maggiore larghezza della corona; la considera come contemporanea al *L. antiquus* e come un legame che unisce il *L. meridionalis* coll'*E. primigenius*.

Il Weithofer e il Lydekker invece considerano l'*E. trogontherii* come un sinonimo del *L. antiquus*, e il Portis afferma che il concetto del Pohlig « di un *trogon-* « *therii*, il quale segua direttamente, dall'*E. meridionalis* « all'*E. primigenius* e poi magari all'*E. indicus*, il cam- « mino, marciando per un tratto di esso parallelamente « all'*E. antiquus*, lascia quest'ultima specie isolata, senza « ascendenti e senza discendenti, ed urta contro la verità « dei fatti e la copiosità della rappresentanza di essa per « notevole potenza di terreno, per vasta area sua di di- « stribuzione ».

Ogni ulteriore discussione sulla necessità di conservare o no questa specie oramai mi sembra inutile. Essa presenta infatti i dischi con uno spessore eguale a quello che si riscontra nel *L. antiquus*, ma il suo indice lamellare è superiore; quello di una specie incomincia dove termina quello dell'altra. Si deve pertanto concludere che l'*E. trogontherii* sta al *L. antiquus*, come l'*E. primigenius* sta all'*E. indicus*, nei quali pure si riscontra il medesimo spessore nei dischi e un diverso indice lamellare.

FIG. 4
M VI di *E. indicus L.* sp.
(Museo civico di Milano)
1/2 grand. nat.

Lo spessore e l'indice lamellare dei molari di questa specie confermano poi non solo che essa fu veramente la diretta precorritrice del Mammuth, ma dimostrano anche i legami che la uniscono col *L. meridionalis* da una parte e coll'*E. indicus* dall'altra.

Ma questa specie, nella sinonimia della quale entrano alcuni molari dal Falconer riferiti all'*E. namadicus*, dovrà conservare il nome dato dal Pohlig? In omaggio alla legge di priorità sarà opportuno distinguerla colla denominazione usata dal Falconer.

Molari delle alluvioni lombarde. — Nelle collezioni del Museo civico di Milano si conserva un dente superiore rinvenuto ad Arena Po (N. 286) che ritengo si debba riferire a questa specie. Tav. XIII fig. 5.

È ancora infisso in un frammento del mascellare.

La sua formula lamellare corrisponde a $x\ 7\ x$, e poichè le lamine sono inclinate rispetto alla superficie triturante, lo ritengo un terzo superiore destro. La prima lamina si fonde col tallone, le altre sono ben distinte, aperte, larghe, a losanga, con smalto grosso, pieghettato, con corna rivolte all'avanti. Tra le due ultime lamine vi è un ben sviluppato digitello.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza massima della corona	mm.	135
Spessore lamellare (135 : 8)	»	16,8
Larghezza massima	»	87
Indice lamellare		5,1

Questo dente venne già studiato dal de Angelis, che basandosi specialmente sul carattere loxodiscodonte di molto accentuato, e la presenza di un digitello interlamellare, lo riferiva al *L. antiquus*. A me pare che data la larghezza del dente si allontani da questa specie e entri nell'*E. namadicus*.

Nella collezione della R. Università di Pavia si conserva un'altro dente appartenente a questa specie (N. 18972). È un quarto inferiore sinistro e anch'esso fu rinvenuto ad Arena Po. Tav. XIII fig. 6.

La sua formula lamellare corrisponde a $x\,9\,x$. È molto abraso e le lamine sono tutte aperte. La prima e l'ultima confluiscono coi relativi talloni, e la quinta colle sue laterali. Sono tutte larghe, con spazio interlamellare stretto, talora quasi nullo. Lo smalto è grosso e rugoso.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza massima della corona	mm.	173
Spessore lamellare (173 : 10)	»	17,3
Larghezza massima	»	100
Indice lamellare		5,7

Presenta quindi uno spessore e un indice lamellare che lo pongono in questa specie.

Molari d'altre località d'Italia. — I molari di questa specie finora trovati in Italia sono relativamente pochi.

Ad essa appartengono i due molari di Dusino in Piemonte già dal Pohlig riferiti all'*E. trogontherii*, e recentemente illustrati dal Zuffardi sotto il nome di *E. primigenius* var. *trogontherii*. Essi corrispondono a:

$$\text{M II con} - 5\,x \text{ in } 74 \times 67 = 5 \times 14{,}8 \times 4{,}4$$
$$\text{M II con} - 5\,x \text{ in } 79 \times 68 = 5 \times 15{,}4 \times 4{,}4$$

Faccio però notare che il Zuffardi, usando il metodo suggerito dal Pohlig, vi attribuisce uno spessore lamellare minore, e cioè per l'uno 12 e per l'altro 13 millimetri. In tale modo si otterrebbe un indice lamellare un po' superiore a 5.

A questa specie riferisco anche i due premolari di Astigiana Buttigliera dal Zuffardi riuniti al *L. antiquus*. Sono:

$$\text{M III con} - 6\,x \text{ in } 113 \times 86 = 6 \times 18{,}8 \times 4{,}5$$
$$\text{M III con} - 6 - \text{in } 121 \times 93 = 6 \times 20{,}1 \times 4{,}6$$

Il grande spessore lamellare potrebbe far pensare che questi due denti siano piuttosto da riunire al *L. meridionalis*, ma ciò credo sia dovuto alla mancanza delle prime ed ultime lamine che sono sempre le più strette. Inoltre l'indice lamellare, anche con lamine tanto grosse, è troppo grande per poterli considerare come *L. meridionalis*.

Con molta probabilità, specialmente per la loro larghezza, entrano a far parte di

questa specie altri due premolari trovati a Costa del Pino l'uno e a Valdarno l'altro, dal Pohlig ritenuti *L. meridionalis*. Corrispondono alla formula:

M III con $x\,7\,x$ in $113 \times 63 = 8 \times 14{,}1 \times 4{,}4$
M III con $x\,8\,x$ in $115 \times 62 = 9 \times 12{,}7 \times 4{,}9$

Questo secondo esemplare venne studiato anche dal Weithofer che gli attribuisce invece:

$x\,7\,x$ in $116 \times 62 = 8 \times 14{,}5 \times 4{,}2$

Tra gli M V ricordo quelli illustrati dal Zuffardi come *L. antiquus* (loc. cit., Tav. IV fig. 6) e come *E. primigenius* (loc. cit., Tav. VI fig. 5). Essi hanno:

$x\,13\,x$ in $230 \times 95 = 14 \times 16{,}4 \times 5{,}7$
$-\,10\,{}^1/_2\,{}^1/_2$ in $160 \times 76 = 11 \times 14{,}5 \times 5{,}2$

E forse tra gli M V si dovranno porre alcuni altri molari di Valdarno, dal Pohlig ritenuti M VI di *L. meridionalis*. Essi sono:

$x\,10\,x$ in $193 \times 94 = 11 \times 17{,}5 \times 5{,}3$
$11\,x$ in $190 \times 90 = 11 \times 17{,}5 \times 5{,}2$
$x\,14\,x$ in $282 \times 120 = 15 \times 18{,}8 \times 6{,}3$

Due altri M V sono quelli ricordati dall'Issel e dal Weithofer sotto il nome di *E. primigenius*, e recentemente illustrati dal Ricci come *E. trogontherii*. Provengono da Montecatini in Val di Nievole, e uno di essi ha:

$-\,7\,x$ in $116 \times 81 = 7 \times 16{,}5 \times 4{,}9$

Tra gli M VI ricordo quelli di Castiglione-Faletto e di Astigiana S. Paolo in Piemonte illustrati dal Zuffardi come *L. antiquus* ed *E. primigenius* var. *trogontherii*. Presentano le seguenti formule:

$-\,10\,-$ in $156 \times 85 = 10 \times 15{,}6 \times 5{,}4$
$x\,19\,-$ in $278 \times 83 = 19 \times 14{,}6 \times 5{,}6$
$x\,18\,-$ in $280 \times 84 = 18 \times 15{,}5 \times 5{,}4$

Infine un altro M VI molto ben conservato è quello che venne trovato nelle cave di pozzolana di S. Paolo presso Roma che fa parte delle collezioni del Museo di Milano. Ha:

$x\;17\,x$ in $312 \times 93 = 18 \times 17{,}3 \times 5{,}9$

Molari d'alcune località straniere. — Passando agli M VI illustrati dal Pohlig rinvenuti in Germania, non credo che tutti quanti siano da riferire a questa specie, poichè non tutti presentano i caratteri stabiliti per essa dallo stesso Pohlig.

Ad essa credo vi appartengano solamente quelli che il Pohlig rappresenta nelle figure seguenti:

fig. 79: $-\,{}^1/_2\,13\,x$ in $225 \times 100 = 14 \times 16 \times 6{,}2$
» 80, 80ª: $-\,{}^1/_2\,11\,x$ in $170 \times 80 = 12 \times 14{,}1 \times 5{,}6$
» 82: $-\,16\,x$ in $260 \times 82 = 16 \times 16{,}2 \times 5{,}09$
» 85: $-\,{}^1/_2\,12\,x$ in $240 \times 95 = 13 \times 18{,}4 \times 5{,}1$
» 86: $x\,19\,x$ in $315 \times 95 = 20 \times 15{,}5 \times 6{,}1$
» 88: $18\,{}^1/_2\,x$ in $300 \times 95 = 19 \times 15{,}7 \times 6$

Questi hanno infatti tutti uno spessore lamellare compreso, come dice il Pohlig, tra mm. 15 e mm. 20 o di poco inferiore, e sono tutti più larghi del *L. antiquus* con un in-

dice cioè superiore a 5. Gli altri esemplari invece presentano le lamine più strette e un indice più alto come si verifica nelle forme proprie dell'*E. primigenius* al quale dovranno essere riferiti. Essi sono:

fig. 84: x 16 x in $235 \times 107 = 17 \times 13{,}8 \times 7$
» 87: — 15 x in $240 \times 110 - 15 \times 15 \times 7{,}3$
» 91bis: — $13\ ^2/_2$ in $210 \times 120 = 14 \times 15 \times 8$

Con tutta probabilità invece entrano nell'*E. trogontherii* alcuni altri molari, alquanto larghi, dal Pohlig riuniti al *L. antiquus* come i seguenti:

Tav. III, fig. 2 : M III con x 7 x in $95 \times 52 = 8 \times 11{,}8 \times 4{,}4$
» V, fig. 2 : M V con x 12 x in $210 \times 94 = 13 \times 16{,}1 \times 5{,}8$
» V, fig. 1 : M V con x 13 x in $194 \times 79 = 14 \times 13{,}8 \times 5{,}7$
pag. 169: M V con x 14-15 x in $195 \times 77 = 15 \times 13 \times 5{,}9$
» 169: M V con x 11 x in $157 \times 72 = 12 \times 13 \times 5{,}5$
Tav. VI, fig. 2 : M VI con x $18\ ^2/_4$ x in $340 \times 98 = 20 \times 17 \times 5{,}7$

Dei moltissimi molari studiati dal Soergel credo che la grande maggioranza sia realmente da riferire a questa specie, come pure quelli illustrati da Volz e quelli riuniti da Leith Adams al *L. antiquus var. A.*

Del materiale della Russia, studiato dalla Pavlow, non sempre è possibile un sicuro esame perchè non sempre sono date le opportune dimensioni. Le fotografie però che accompagnano il lavoro dimostrano che i suoi *E. Wüsti* e *E. trogontherii* non sono altro che varietà della medesima specie con spazi interlamellari più larghi e lamine più strette o viceversa.

Passando infine al materiale illustrato dal Falconer nella *Fauna antiqua sivalensis* non credo, come ritengono alcuni, che l'*E. namadicus* debba interamente entrare nella sinonimia del *L. antiquus*, poichè alcuni molari si distinguono per la loro maggior larghezza come i seguenti:

Tav. XII D, fig. 1 : M IV con x 13 x in $187 \times 55 = 14 \times 13{,}3 \times 4{,}1$
» » fig. 2 : M IV con 13 in $184 \times 62 = 13 \times 14 \times 4{,}3$
» XIII, fig. 1 : M VI con 11 in $200 \times 101 = 11 \times 18{,}1 \times 5{,}8$

Per tale ragione questi molari, ritengo sia opportuno considerarli come i tipi della specie che, in omaggio alla legge di priorità, dovrà conservare il nome dato dal Falconer e non quello stabilito dal Pohlig.

ELEPHAS PRIMIGENIUS Blum.

Tav. XV

1803 *Elephas primigenius* I. Blumenbach, *Manuel d'histoire naturelle*, t. II, pag. 407.
1821 » » G. Cuvier, *Recherches sur les ossemens fossiles ecc.*, vol. I.
1847 » » Falconer et Cautley, *Fauna antiqua sivalensis*, Tav. I, fig. 1; Tav. XIII A, fig. 1, 2, 3; Tav. XIII B, fig. 1, 2, 3; Tav. XIV, fig. 3.
1857 » » H. Falconer, *On the Species of Mastodon and Elephant occurring in the Fossil state in Great Britain* (loc. cit). pag. 147, Tav. VI, fig. 4.

1863 *Elephas armeniacus* H. Falconer, *On the American fossil Elephant of the regions bordering the Gulf of Mexico ecc.* (Palaeont. Mem.) pag. 247, Tav. X, fig. 3.

1859 » *primigenius* E. Lartet, *Sur la dentition des proboscidiens fossiles et sur la distribution geographique et stratigraphique de leurs debris en Europe* (loc. cit.) pag. 501, Tav. X, fig. 12.

1876 » » Lortet et Chantre, *Etudes paleont. dans le bassin du Rhône, periode quaternaire* (loc. cit.), Tav. XI, fig. 1-6; Tav. XII, fig. 1-4; Tav. XVI; Tav. XVII.

1879 » » A. Issel, *Descrizione di due denti di elefante raccolti nella Liguria ecc.* (loc. cit.) pag. 152, fig. 1, 2, 3, 4.

1877-82 » » A. Leith Adams, *Monograph on the british foss. Elephants* (loc. cit.) vol. XXXIII, pag. 88; vol. XXXV, pag. 231, con tavole.

1882 » » G. Nicolucci, *Su gli elefanti fossili della valle del Liri* (loc. cit.) pag. 5, Tav. I, fig. 1.

1882 » » E. Naumann, *Ueber japanische Elephanten der Vorzeit* (loc. cit.) pag. 31.

1886 » » H. Pohlig, *Sul pliocene di Moragha (Persia) e sugli elefanti fossili della Caucasia e della Persia* (Boll. Soc. geol. ital., vol. V) pag. 142.

1886 » » H. Pohlig, *Sopra una monografia degli elefanti fossili della Germania e dell' Italia* (loc. cit.) pag. 413.

1889 » » H. Pohlig, *Dentition und Kranologie des Elephas antiquus ecc.* (loc. cit) pag. 66 e seguenti, con figure e tavole.

1889 » *meridionalis* H. Pohlig, *Ibid.*, pag. 218, 270, fig. 50.

1889 » *trogontherii* H. Pohlig, *Ibid.*, pag. 196, fig. 84; pag. 198, fig. 87; pag. 202 fig. 91 bis.

1889 » *primigenius* A. Weithofer, *I proboscidiani fossili di Valdarno in Toscana* (loc. cit.) pag 113.

1890 » » *var. hydruntinus* U. Botti, *La grotta ossifera di Gardamone in Terra d'Otranto* (Boll. Soc. geol. ital., vol. IX) pag. 703, Tav. XXVI.

1894 » » A. Gaudry, *L' Elephant de Durfort* (Boll. Soc. d'Et. d. Sc. Nat. d. Nimes).

1896 » » A. Portis, *Contribuzione alla storia fisica del bacino di Roma e studi sopra l'estensione da darsi al pliocene superiore*, pag. 272.

1896 » » G. de Angelis, *Sopra alcuni mammiferi fossili della valle del Po* (loc. cit.) pag. 3, 12.

1896 » W. Volz und R. Leonhard, *Ueber einen reichen Fund von Elephantenresten und das Vorkommen von Elephas trogontherii in Schlesien* (loc. cit.) pag. 359, fig. 1, 2, 3.

1897 » » W. Volz, *Elephas antiquus Falc. und Elephas trogontherii Pohl. in Schlesien* (loc. cit.) pag. 193, fig. 3^a, 3^b.

1897 » *antiquus* G. de Angelis, *Mamm. fossili dell'antico lago di Mercure* (Calabria) (Atti Accad. Gioenia, vol. X) pag. 31, Tav. I, fig. 14, 15.

1897 » *primigenius* G. de Angelis, *Sulla probabile mancanza dell' Elephas primigenius* (loc. cit.) pag. 329.

1897 *Elephas trogontherii* G. de Angelis, *Ibid.*, pag. 328.
1898 » *primigenius* A. Portis, *Di alcuni avanzi elefantini fossili scoperti presso Torino* (loc. cit.) pag. 95, Tav. I, fig. 1, 2.
1901 » » A. Ricci, *L'Elephas primigenius nel postpliocene della Toscana* (Palaeont. ital., vol. VII) pag. 121, Tav. I, II, III.
1901 » » A. Ricci, *Mammiferi postpliocenici di Kurgan in Siberia* (loc. cit.) pag. 369, Tav. VI, fig. 1.
1901 » » A. Ricci, *L'Elephas primigenius della Dobrogea in Rumania* (Atti R. Accad. Lincei, vol. X) pag. 15, fig. 1.
1902 » » A. Portis, *Di un dente anomalo di elefante fossile e della mancanza dell'E. primigenius in Italia* (loc. cit.) pag. 111.
1903 » » E. Flores, *L'Elephas primigenius Blum. nell'Italia meridionale continentale* (loc. cit.) pag. 353, Tav. XIII, fig. 2.
1903 » *antiquus* A. Portis, *Ancora e sempre delle specie elefantine fossili in Italia* (loc. cit.) pag. 447.
1904 » *primigenius* E. Geinitz, *Flora und Fauna des Quartärs* « *Lethaea geognostica* » *Das Caenozoicum*, B. II, Tav. I-XII.
1906 » » C. F. Parona, *A proposito dei resti di un Elefante (Elephas primigenius Blumb.) scoperto in un deposito quaternario della collina di Torino* (Atti Congress. Nat. Ital., Milano) pag. 1, Tav. IV.
1907 » » E. Mariani, *Resti fossili di Elefante trovati in alcune cave di sabbia vicino a Milano* (Atti Soc. Ital. Sc. nat., vol. XLVI) pag. 31, Tav. I.
1907 » *antiquus* A. Portis, *A proposito di avanzi elefantini recentemente scoperti nella valle del Po* (Boll. Soc. geol. ital., vol. XXVI) pag. 160.
1908 » *primigenius* R. S. Lull, *Evolution of the Elephant* (Ann. Journ. of Sc., vol. XXV), pag. 197, fig. 2, 5.
1910 » » E. Mariani, *Su un molare di Elefante fossile trovato nel sottosuolo di Milano* (Atti Soc. Ital. Sc. Nat., vol XLIX) pag. 33, Tav. I.
1910 » » M. Pavlow, *Les elephants fossiles de la Russie* (loc. cit.) pag. 29, Tav. II, fig. 29-42.
1910 » *armeniacus* M. Pavlow, *Ibid.*, pag. 20, Tav. I, fig. 14.
1911 » *primigenius* G. Pontier, *Remarques sur les variations dentaires chez les Elephants quaternaires* (loc. cit.) pag. 465, Tav. X, fig. 6, 8.
1913 » » P. Zuffardi, *Elefanti fossili del Piemonte* (loc. cit.) pag. 177, Tav. VI, fig. 6, 7.
1913 » » *var. trogontherii* P. Zuffardi, *Ibid.*, pag. 68, Tav. V, fig. 3, 4, 5, 6, 7, pag. 173, Tav. VI, fig. 1, 2, 3.
1913 » » *var. trogontheroides* P. Zuffardi, *Ibid.*, pag. 156, Tav. III, fig. 3, 4, 5.
1913 » » W. Soergel, *Elephas trogontherii Pohl. und Elephas antiquus Falc.* (loc. cit.) tabelle e tavole.

I molari dell'*E. primigenius* sono i più noti tra quelli di tutte le altre specie di elefante. Ciò va certamente attribuito alla grande quantità di materiale rinvenuto specialmente in Europa.

Sulla presenza dell'*E. primigenius* nell'Italia meridionale non credo sia necessario riaprire la discussione già ampliamente svolta fra diversi Autori, poichè solo il Portis, oramai, nega che questa specie si sia estesa oltre i dintorni di Roma.

Molari di *E. primigenius* si rinvennero invece fino nella Calabria, e precisamente all'antico lago di Mercure.

Sull'origine di questa specie non vi sono discussioni; tutti ammettono ch'essa derivi dal *L. meridionalis* attraverso l'*E. namadicus* (= *E. trogontherii*). Gli indici e spessore lamellari, che ho potuto stabilire, lo confermano.

Al sesto molare di questa specie ho attribuito un indice lamellare, come normale, compreso tra il 6 e il 7; ma non mancano casi in cui è superiore all'otto e perfino al nove. Queste forme però credo che si debbano ritenere come maggiormente regredite. L'alto indice lamellare in molti casi è realmente determinato dalla maggior larghezza del dente, ma in molti altri dalla maggiore sottigliezza delle lamine.

Molari delle alluvioni lombarde. — Tra i molari che riferisco all'*E. primigenius* vi è un quarto superiore sinistro trovato ad Arena Po nel 1915. Fa parte delle collezioni del Museo civico di Pavia. Tav. XV, fig. 3.

È costituito da tredici lamine e dai due talloni. Le prime dieci sono aperte, le ultime tre ancora divise in diversi elementi. Sono lamine strette, flessuose, e tutte più larghe nella parte mediana, con smalto sottile e crespato. Lo spazio interlamellare è stretto. La superficie di abrasione è quasi piana e così pure i fianchi. Il fianco esterno presenta in corrispondenza delle lamine mediane dei digitelli che talora arrivano fino alla superficie di abrasione.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza massima della corona	mm.	150
Spessore lamellare (150 : 14)	»	10,7
Larghezza massima	»	69
Indice lamellare		6,4

Un altro quarto molare, pure superiore, è stato trovato a Chignolo Po, ma sgraziatamente andò smarrito, e di esso si ha solo un modello in gesso che si conserva nel Museo civico di Milano. Tav. XV, fig. 1.

La sua formula lamellare corrisponde a x 12 x, e solamente le ultime tre lamine non sono completamente aperte; sono strette, tortuose, talora con corna laterali, con smalto relativamente grosso e rugoso, con spazi interlamellari stretti, talora quasi nulli. La superficie di abrasione è leggermente convessa.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza massima della corona	mm.	180
Spessore lamellare (180 : 13)	»	13,9
Larghezza massima	»	84
Indice lamellare		6,1

Del quinto molare ho in esame altri due esemplari, entrambi inferiori sinistri.

Uno di questi venne trovato nelle alluvioni di Arena Po e si conserva nel R. Museo dell'Università di Pavia (N. 18673) Tav. XV, fig. 2.

È un dente relativamente piccolo in confronto ad altri della medesima specie. È costituito da diciasette lamine coi rispettivi talloni. L'abrasione ha intaccato solamente le

prime otto lamine, delle quali poi solamente le prime due sono totalmente aperte; le altre sono ancora divise in diversi elementi. Sono strette e pressochè parallele tranne la seconda che presenta una marcatissima flessuosità.

La superficie triturante è quasi piana, il fianco esterno alquanto concavo, e convesso l'interno. La superficie posteriore presenta una marcata depressione dovuta alla pressione del dente che lo seguiva.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza massima della corona	mm.	175
Spessore lamellare (175 : 18)	»	9,7
Larghezza massima	»	60
Indice lamellare		6,1

Questo esemplare venne già ricordato dal de Angelis che lo ritenne un M VI, e lo riferì all'*E. primigenius* basandosi sopratutto sulla tortuosità della seconda lamina. Ma che non si tratti di un M VI lo dimostra il numero delle lamine e più ancora la depressione presentata dalla faccia posteriore del dente, e che si tratti veramente dell'*E. primigenius* lo dimostrano, più che la tortuosità di una lamina, lo spessore e l'indice lamellare.

L'altro quinto molare inferiore sinistro venne rinvenuto nelle sabbie del primo aves in via Bocchetto a Milano e recentemente fu descritto dal Prof. Mariani.

Fa parte delle collezioni del Museo di Milano (N. 14562) Tav. XV, fig. 4, 5.

È un dente alquanto mal conservato, dalla formula lamellare di x 16 x. Le lamine sono tutte intaccate dall'abrasione, sono leggermente curve o sinuose, fornite di smalto sottile, crespato specialmente nella parte mediana.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza massima della corona	mm.	185
Spessore lamellare (185 : 17)	»	10,8
Larghezza massima	»	72
Indice lamellare		6,6

Questo molare venne dal Prof. Mariani riferito all'*E. primigenius*, dal Zuffardi posto nella sinonimia della sua varietà *E. primigenius* var. *trogontherii* che doveva servire di collegamento tra il *L. antiquus* e l'*E. primigenius*. Ma esso non ha nessun carattere che possa ricordare il *L. antiquus*. Il suo piccolo spessore lamellare e il suo alto indice lo pongono senza dubbio alcuno tra le forme tipiche dell'*E. primigenius*.

Degli M VI ne ho in esame un numero maggiore, quattro. Uno di essi è quello che fu già descritto e figurato dal Prof. Mariani che venne trovato nelle alluvioni a Calvairate presso Milano, fuori di P. Ticinese. Si conserva nel Museo civico di Milano (N. 14549) Tav. XV, fig. 6.

È un M VI superiore destro abbastanza bene conservato, costituito da x 23 x. Le prime quindici lamine sono abrase, diritte, con corna laterali rivolte all'indietro, strette, fornite di smalto sottile con qualche pieghettatura nella parte mediana. La superficie della corona è di forma ovoidale, più larga anteriormente e più stretta posteriormente, e leggermente convessa come si verifica quasi sempre nei denti superiori.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza massima della corona	mm.	320
Spessore lamellare (320 : 24)	»	13,3
Larghezza massima	»	104
Indice lamellare		7,8

Sulla determinazione di questo molare si è alquanto discusso. Mentre dal Mariani venne riferito all'*E. primigenius* e dal Portis considerato come *L. antiquus*, dal Zuffardi venne trovato diverso e dall'una e dall'altra specie e riunito alla sua varietà *trogontherii* che doveva, come ho già detto sopra, collegare il *L. antiquus* coll'*E. primigenius*. Ma che non si possa riferirlo al *L. antiquus* e nemmeno ad una forma di passaggio da questo all'*E. primigenius*, lo dimostrano chiaramente il suo spessore lamellare e il suo indice, troppo piccolo l'uno e troppo grande l'altro.

Il Portis collo scopo di ottenere uno spessore lamellare più grande, corrispondente a quello che si verifica nel *L. antiquus*, vorrebbe diminuire il numero delle lamine, conglobandone alcune nei rispettivi talloni. Un metodo forse comodo per avvalorare le proprie determinazioni, ma non certamente esatto.

Un altro sesto molare, e pure superiore destro, venne trovato a Petosino vicino Bergamo insieme ad alcune vertebre con frammenti d'ossa appartenenti agli arti e ad alcuni molari di Rinoceronte.

Fa parte della collezione del prof. E. Caffi di Bergamo.

È un dente, come si può vedere dalla figura, Tav. XV, fig. 7, alquanto mal conservato e mancante del tallone anteriore. Conta diciotto lamine col tallone posteriore, di cui solamente le prime dodici sono intaccate dall'abrasione. Di queste solo le prime sette sono tutte aperte, tre divise ancora in due elementi, e le ultime due sono formate da diverse piccole isole. La maggior parte delle lamine presentano corna laterali. Le lamine e lo spazio interlamellare sono stretti; lo smalto, benchè alquanto mal conservato, sembra grosso e rugoso. Il dente è alto con superficie di abrasione leggermente convessa e i fianchi laterali quasi perfettamente piani.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza massima della corona	mm.	215
Spessore lamellare (215 : 18)	»	11,3
Larghezza massima	»	88
Indice lamellare		7,8

Nel Museo di Milano si conserva un altro sesto molare, un inferiore sinistro. (N. 14709) Tav. XV fig. 8.

Porta la semplice indicazione: alluvione del Po.

È un grosso dente abbastanza ben conservato. La sua formula lamellare corrisponde a x 20 x. Le prime tredici lamine sono abrase. Sono lamine strette, leggermente tortuose, con smalto relativamente grosso e pieghettato. La superficie della corona è concava, il fianco interno convesso e quello esterno alquanto rientrante.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza massima della corona	mm.	270
Spessore lamellare (270 : 21)	»	12,8
Larghezza massima	»	90
Indice lamellare		7

Questo dente dal de Angelis venne dapprima riferito all'*E. primigenius*, e di poi all'*E. trogontherii*. Ma, come si vede, pel suo spessore lamellare e pel suo indice, fa certamente parte dell'*E. primigenius*. Per poterlo riferire all'*E. namadicus* (= *E. trogontherii*) bisognerebbe che il suo spessore lamellare fosse superiore ai mm. 15 e l'indice inferiore al sei. In altri termini il dente dovrebbe essere, se non più stretto, fornito di lamine più grosse.

Nelle collezioni del Museo di Milano si trova un altro sesto molare inferiore destro. Porta anch'esso la semplice indicazione: alluvioni del Po.

È un dente molto mal conservato, abraso specialmente sui fianchi. Consta di diciannove lamine quasi tutte abrase. Sono lamine strette, diritte, con smalto sottile e per lo più liscio.

Le misure complessive del dente sono:

Lunghezza massima della corona	mm.	240
Spessore lamellare (240 : 20)	»	12
Larghezza massima	»	72
Indice lamellare		6

Anche questo dente venne già studiato dal de Angelis che, non sicuro della sua determinazione conclude: « La formula però esclude l' *E. africanus* e l' *E. meridionalis*, decisamente, mettendo in grave dubbio il riferimento all'*E. antiquus* ». Ma che non si possa riferirlo non solo allo *S. africanus* o al *L. meridionalis*, ma nemmeno al *L. antiquus* lo dimostrano lo spessore delle sue lamine e il suo indice, proprii dell'*E. primigenius*.

Infine il de Angelis ricorda ancora un altro sesto molare, ch' io non ho potuto avere in esame, rinvenuto sul versante sud di S. Colombano nelle alluvioni e che attualmente fa parte delle collezioni del Seminario vescovile di Pavia.

Il de Angelis vi attribuisce una formula lamellare di — 20 x e le seguenti dimensioni:

Lunghezza massima della corona	mm.	200
Spessore lamellare (200 : 20)	»	10
Larghezza massima	»	80
Indice lamellare		8

Da tali dimensioni si può dedurre che trattasi realmente di *E. primigenius*.

Molari d' altre località d' Italia. — Per quanto riguarda il Piemonte devono certamente essere riuniti in questa specie tutti quei molari che non trovarono posto nelle altre e precisamente la maggior parte di quelli che dal Zuffardi vennero riferiti al *L. antiquus* var. *trogontheroides*, all'*E. primigenius* var. *trogontherii* e all'*E. primigenius*. Essi sono:

M III	con x 11 x	in 130 × 64 = 12 × 10,8 × 5,9
M IV?	con x 10 —	in 156 × 105 = 10 × 15,6 × 6,7
M V?	con — 15 —	in 205 × 102 = 15 × 13,6 × 7,5
M V?	con — $11\,^1/_2\,^1/_2\,x$	in 195 × 105 = 12 × 16 × 6,5
M V	con x 14 x	in 220 × 89 = 15 × 14,6 × 6
M V	con x 10 —	in 103 × 74 = 11 × 10,3 × 7,1
M V	con x 11 —	in 133 × 80 = 11 × 12 × 6,6
M V	con x 15 x	in 230 × 90 = 16 × 14,3 × 6,2
M V	con x 15 x	in 215 × 85 = 16 × 13,4 × 6,4
M VI	con — 20 —	in 250 × 99 = 20 × 12,5 × 7,9
M VI	con — $19\,^1/_2$ —	in 233 × 94 = 20 × 11,6 × 8,1
M VI	con x 23 x	in 335 × 113 = 24 × 13,9 × 8,1
M VI	con x 22 x	in 270 × 96 = 23 × 11,7 × 8,2

In Liguria si sono trovati due molari a Camporosso presso Ventimiglia. Vennero illustrati dal Prof. Issel:

M IV	con x 9 —	in 92 × 64 = 9 × 10,2 × 6,1
M IV	con x 10 —	in 110 × 64 = 10 × 11 × 6,4

Il Prof. Issel li ritenne degli M V e molto affini all' *E. mnaidriensis*, ma dato il piccolo numero delle loro lamine, ritengo più probabile siano degli M IV e alquanto diversi dall' *E. mnaidriensis* per l'alto indice lamellare.

Pel postpliocene della Toscana si hanno quelli illustrati dal Ricci. Essi sono:

M IV con x 11 in $118 \times 66 = 11 \times 10{,}7 \times 6{,}1$
M IV con x 15 x in $180 \times 57 = 16 \times 11{,}2 \times 5$
M V con x 16 x in $202 \times 89 = 17 \times 11{,}8 \times 7{,}5$
M V con — 12 x in $162 \times 72 = 12 \times 13{,}5 \times 5{,}3$
M VI con x 23 x in $292 \times 106 = 24 \times 12{,}1 \times 8{,}7$
M VI con — 12 x in $182 \times 105 = 12 \times 15{,}1 \times 6{,}9$
M VI con — $8\,^1/_2$ — in $104 \times 96 = 8 \times 13 \times 7{,}3$
M VI con $^1/_2$ 18 x in $268 \times 84 = 19 \times 14{,}4 \times 5{,}8$
M VI con x 22 x in $290 \times 97 = 23 \times 12{,}6 \times 7{,}6$
M VI con x 22 x in $260 \times 60 = 23 \times 11{,}3 \times 5{,}3$
M VI con x 22 x in $270 \times 65 = 23 \times 11{,}7 \times 5{,}6$
M VI con x 17 — in $171 \times 66 = 17 \times 10 \times 6{,}6$
M VI con x 23 x in $230 \times 68 = 24 \times 9{,}5 \times 7{,}1$

Ai quali credo si debbano aggiungerne altri due dal Pohlig riferiti al *L. meridionalis*; uno è di Valdarno e l'altro di Ponte di Tresa:

M V con x 15 x in $230 \times 104 = 16 \times 14{,}3 \times 7{,}2$
M V con 14 x in $215 \times 102 = 14 \times 15{,}2 \times 6{,}6$

Infine per la Toscana ricorderò altri due molari del R. Museo di Pavia provenienti l'uno da Valdarno e l'altro di Val di Chiana:

M V con x 16 x in $230 \times 101 = 17 \times 13{,}5 \times 7{,}4$
M VI con — 24 x in $290 \times 85 = 24 \times 12 \times 7$

L'*E. primigenius* è pure ricordato pei depositi postpliocenici dei dintorni di Roma, e dell'Italia meridionale. Però il Portis, pur ammettendo che questa specie abbia lasciato degli avanzi nelle vicinanze di Roma, nega assolutamente che si sia spinta fin nell'Italia meridionale, e i diversi molari dagli Autori ritenuti *E. primigenius*, vengono da lui considerati come *L. antiquus*.

L'esemplare trovato ad Isoletta del Liri, illustrato dal Nicolucci e dal Flores, presenta:

— 14 x in $174 \times 72 = 14 \times 12 \times 6$

spessore e indice quindi che corrispondono a quelli di un M V di *E. primigenius*, al quale venne riferito e dal Nicolucci e dal Flores. Il Portis invece basandosi specialmente sul cattivo disegno, sullo stretto sviluppo del cemento tra lamina e lamina, e sulla crispazione della ganeina, esclude che lo si debba considerare come appartenente a questa specie.

Ma a me sembra che maggior valore abbiano invece le dimensioni riportate dal Nicolucci, alle quali non vi è ragione alcuna per non credervi.

Anche i denti rinvenuti nella grotta ossifera di Gardamone studiati dal Botti, secondo il Portis, sarebbero di *L. antiquus*. Essi sono:

M III con x 12 x in $122 \times 60 = 13 \times 9{,}3 \times 6$
M III con x 12 x in $97 \times 46 = 13 \times 7{,}4 \times 6$

Il Botti ricorda che questi denti, e a ragione, presentano delle grandi affinità con quello trovato in Piemonte a La Loggia descritto dal Portis. Infatti hanno le lamine strette, come nelle forme tipiche dell'*E. primigenius*.

Anche l'esemplare rinvenuto nell'antico lago di Mercure in Calabria, dal de Angelis ritenuto un *L. antiquus*, deve entrare nell'*E. primigenius*. Esso è:

$$\text{M VI (V ?) con } x\ 18\ x \text{ in } 190 \times 68 = 19 \times 10 \times 6{,}8$$

Se fosse un molare di *L. antiquus* dovrebbe avere lo spessore lamellare superiore ai 15 millimetri, e l'indice inferiore a 5.

Invece, come già ho ricordato, debbono andar riferiti al *L. antiquus* gli esemplari raccolti nei dintorni di Reggio Calabria considerati dal G. Seguenza come *E. armeniacus* e dal de Stefano e dal Flores come *E. primigenius*.

Molari d'alcune località straniere. — Non ritengo necessario riportare il lungo elenco delle formule dei numerosissimi molari di questa specie rinvenuti fuori d'Italia.

Ricorderò solo che la maggior parte di essi, ossia le forme tipiche, e precisamente le angusticoronate del Pohlig, presentano uno spessore e un indice lamellare corrispondente a quelli stabiliti. Molti altri hanno invece un indice più grande che in alcuni casi sorpassa perfino il nove. Ciò dipende talora dallo spessore minimo delle lamine, talora invece realmente dalla maggiore larghezza del dente come in quelle forme che dal Pohlig vennero chiamate laticoronate.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XIII

Fig.	1 —	*L. meridionalis.*	M II. inf.	Loc.	Alluvione del Po	Coll.	Museo Civ. di Milano
»	2 —	»	M VI sup.	»	S. Colombano	»	R. Università di Pavia
»	3 —	»	M VI inf.	»	S. Cipriano Po	»	Museo Civ. di Pavia
»	4 —	»	M VI inf.	»	Leffe (Bergamo)	»	Museo Civ. di Milano
»	5 —	*E. namadicus.*	M III sup.	»	Arena Po	»	Museo Civ. di Milano
»	6 —	»	M IV inf.	»	Arena Po	»	R. Università di Pavia
»	7, 8 —	*L. antiquus,*	M V inf.	»	S. Cipriano Po	»	Museo Civ. di Milano
»	9, 10 —	»	M III sup.	»	S. Cipriano Po	»	Museo Civ. di Pavia

Tutte le figure sono ad una metà della grandezza naturale

Mem. Soc. Ital. Sc. Nat. - Vol. VIII, Tav. 13

Fig. 1

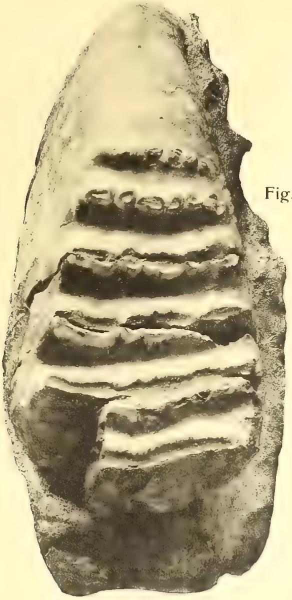


Fig. 2

Fig. 3

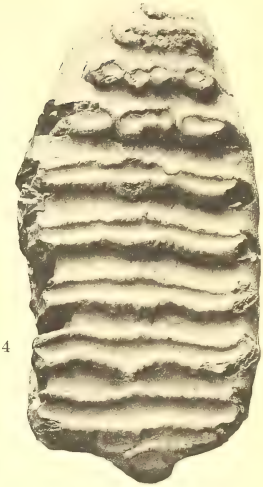


Fig. 4

Fig. 5

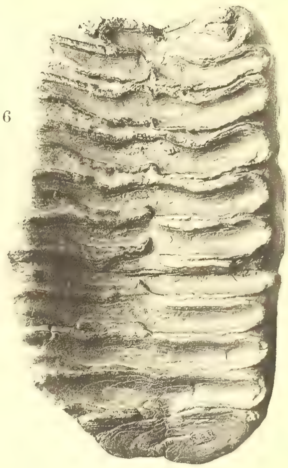


Fig. 6

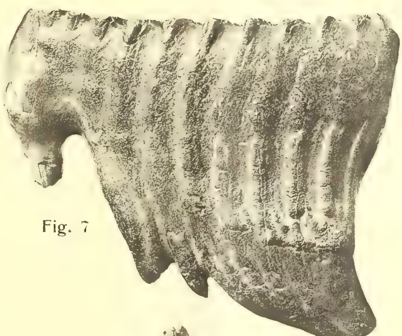


Fig. 7

Fig. 8

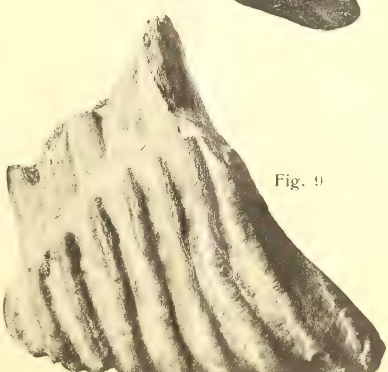


Fig. 9

Fig. 10

ELIOT. CALZOLARI & FERRARIO - MILANO

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XIV

Fig.	1 —	*L. antiquus*,	M V inf.	Loc.	S. Cipriano Po	Coll.	Museo Civ. di Pavia
»	2 —	»	M VI inf.	»	S. Cipriano Po	»	Museo Civ. di Pavia
»	3, 4 —	»	M IV sup.	»	S. Cipriano Po	»	Museo Civ. di Pavia
»	5, 6 —	»	M IV inf.	»	S. Cipriano Po	»	Museo Civ. di Pavia
»	7 —	»	M VI inf.	»	Arena Po	»	R. Università di Pavia

Tutte le figure sono ad una metà della grandezza naturale

Fig. 1

Fig. 7

Fig. 2

Fig. 3

Fig. 5

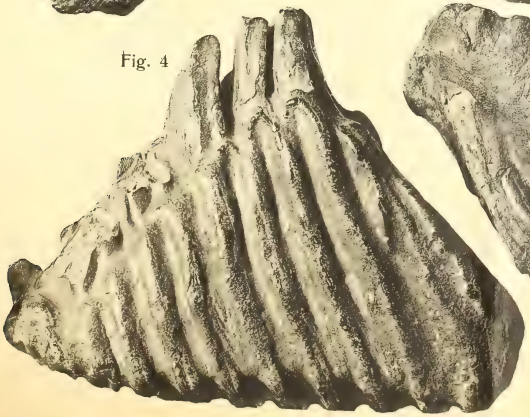


Fig. 4

Fig. 6

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XV

Fig.	1 —	*E. primigenius,*	M IV	sup.	Loc.	Chignolo Po	Coll.	Museo Civ. di Milano
»	2 —	»	M V	inf.	»	Arena Po	»	R. Università di Pavia
»	3 —	»	M IV	sup.	»	Arena Po	»	Museo Civ. di Pavia
»	4, 5 —	»	M V	inf.	»	Milano	»	Museo Civ. di Milano
»	6 —	»	M VI	sup.	»	Calvairate (Milano)	»	Museo Civ. di Milano
»	7 —	»	M VI	sup.	»	Petosino (Bergamo)	»	Prof. Caffi di Bergamo
»	8 —	»	M VI	inf.	»	Alluvione del Po	»	Museo Civ. di Milano

Tutte le figure sono ad una metà della grandezza naturale

Fig. 1

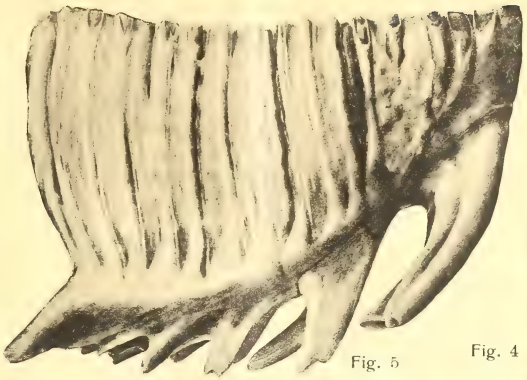


Fig. 5

Fig. 4

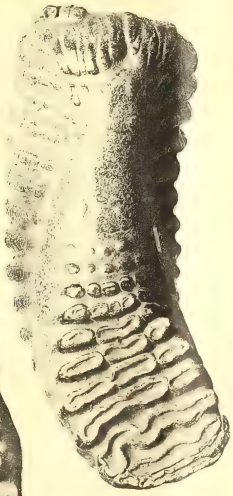


Fig. 2

Fig. 3

Fig. 6

Fig. 7

Fig. 8

ELIOT CALZOLARI & FERRARIO - MILANO

Prezzo della presente Memoria L. 10

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01366 4297